

НОВЫЕ И НЕТРАДИЦИОННЫЕ ТИПЫ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
ПРИБАЙКАЛЯ И ЗАБАЙКАЛЯ



УПРАВЛЕНИЕ ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ ПО РЕСПУБЛИКЕ БУРЯТИЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ СО РАН
БУРЯТСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РОССИЙСКОГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА

НОВЫЕ И НЕТРАДИЦИОННЫЕ ТИПЫ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
ПРИБАЙКАЛЬЯ И ЗАБАЙКАЛЬЯ

Материалы Всероссийской научно-практической конференции
10-12 ноября 2010 г., Улан-Удэ

Улан-Удэ
2010

УДК 553(571.53/.55)
ББК 26.34 кр
Н 74

Ответственный редактор:
и.о. заведующего лабораторией Геологического института СО РАН,
канд. геол.-минерал. наук Е.В. КИСЛОВ

Рецензенты:
канд. тех. наук А. Н. Гуляшинов
д-р геол.-минерал. наук А.В. Татарин

Н 74 **Новые** и нетрадиционные типы месторождений полезных ископаемых Прибайкалья и Забайкалья: материалы Всероссийской научно-практической конференции. – Улан-Удэ: ЭКОС, 2010. – 208 с.

ISBN 978-5-905013-01-0

В материалы Всероссийской научно-практической конференции, проводимой в рамках межрегиональной специализированной выставки-форума «Недра Бурятии-2010» вошли доклады, посвященные состоянию и перспективам развития минерально-сырьевого комплекса, геодинамическим основам формирования и размещения месторождений полезных ископаемых, технологическим и геоэкологическим аспектам их освоения. Основное внимание уделено месторождениям золота, платиновых элементов, глиноземного сырья, медно-никелевых руд, вольфрама, молибдена, редких элементов, черных и легирующих металлов, топливно-энергетического сырья, кварца, цеолитов, магний-силикатных пород, строительного и камесамецветного сырья, термальных вод.

Издание может быть полезно специалистам в области рудообразования, петрологии, региональной геологии, аспирантам и студентам.

УДК 553(571.53/.55)
ББК 26.34 кр

© Коллектив авторов, 2010
© ГИ СО РАН, 2010
© Управление по недропользованию
по Республике Бурятия, 2010
© Бурятское отделение
Российского минералогического
общества, 2010
© Издательство ЭКОС, 2010

ISBN 978-5-905013-01-0

СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ БУРЯТИИ

Г.А. Ялович

Управление по недропользованию по Республике Бурятия, Улан-Удэ

Состояние минерально-сырьевой базы Бурятии

Бурятия занимает удобное экономико-географическое положение в центре азиатской части России, на важнейших путях общероссийского и мирового значения. По богатству и разнообразию ресурсного потенциала республика лидирует среди большинства субъектов Российской Федерации. На территории Бурятии за последние полвека геологами выявлено более 700 различных по генезису месторождений полезных ископаемых, из них более 600 учтены государственным балансом России и территориальным балансом Республики Бурятия. Среди выявленных месторождений 247 золота (228 россыпных, 16 рудных и 3 комплексных). В перечне стратегических видов минерального сырья России на территории Республики Бурятия находятся 7 месторождений вольфрама, 13 - урана, 4 - полиметаллов, одно - алюминия, по 2 - молибдена и бериллия. Балансовые запасы 8 месторождений плавикового шпата способны обеспечить нужды металлургических предприятий Сибири и Дальнего Востока в кусковом флюорите. Балансовых запасов 10 месторождений бурого и 4 месторождений каменного угля хватит на сотни лет для обеспечения потребностей топливно-энергетического комплекса Бурятии и близлежащих регионов. На территории республики выявлены также 2 месторождения асбеста, ряд нефритового и строительного сырья, а также апатита, фосфорита, графита и цеолитов. Общеизвестно, что недра Бурятии содержат 48% балансовых запасов России цинка, 24% - свинца, 32% - молибдена, 20% - вольфрама, 16% - плавикового шпата, 15% - хризотил-асбеста, 13% - апатита, 11% - бериллия, 10% - урана.

В Бурятии на Государственный баланс поставлены разнообразные минеральные ресурсы, оцениваемые в **5 305,245 млрд. рублей**. Кроме этого подготовлены ожидаемые активные прогнозные ресурсы минерально-сырьевой базы республики, совокупная стоимость которых составляет **5 510,637 млрд. рублей**.

В последние десятилетия в пределах Бурятии проводилась добыча только востребованных (ликвидных) полезных ископаемых: золото, плавиковый шпат, бурый и каменный уголь, нефрит, уран, цементное сырье, вольфрам и ряд других полезных ископаемых, совокупная ориентировочная стоимость которых оценивается в пределах **3 936 млн. рублей**.

До начала перестроечного периода на территории республики, кроме золотодобывающих, функционировали 16 крупных горнодобывающих предприятий, не считая большого количества производств по добыче общераспространенных полезных ископаемых. На стадии активного освоения находились Инкурское и Холтосонское вольфрамовые, Мухор-Талинское перлитовое, Тарабукинское доломитов, Ермаковское фтор-бериллиевое, Гусиноозерское, Дабан-Горхонское, Окино-Ключевское и Сангинское буроголивые месторождения; Оспинское зеленого, Голюбинское, Кавоктинское и Буромское светлоокрашенного нефрита, а также месторождения химически чистых известняков Татарский Ключ и Билютинское, Таракановское и Тимлюйское цементного сырья, россыпные месторождения золота Баргузинской тайги. В совокупности в структуре промышленности республики они занимали около 15% выпуска продукции, 10% - численности работников.

В настоящее время, кроме золотодобывающих предприятий, ведущих отработку месторождений коренного золота в Окинском, Муйском и Северо-Байкальском районах, россыпного в Еравнинском, Баунтовском, Северо-Байкальском и Муйском районах, на территории Бурятии продолжают разрабатываться с разной степенью активности Черемшанское месторождение кварцитов, Таракановское известняков (для производства цементного сырья), Билютинское химически чистых известняков, Ключевское, Талинское, Загустайское, Дабан-Горхонское и отдельные участки Гусиноозерского месторождений бурого, Хара-Хужирское и Никольское каменного угля. Ведется отработка месторождений нефрита в Окинском, Баунтовском и Муйском районах, перлит-цеолитового сырья в Заиграевском районе, урана на Хиагдинском месторождении, флюорита на Эгитинском месторождении.

В стадии подготовки к отработке находятся Озерное месторождение полиметаллов, Аиктинское и Болаиктинское месторождения цементного сырья в Муйском районе.

Прирост запасов и ресурсов полезных ископаемых

Прирост запасов твердых полезных ископаемых осуществляется за счет средств недропользователей. Прирост и оценка прогнозных ресурсов осуществляется, в основном, за счет средств федерального бюджета.

За счет собственных средств недропользователей осуществляется прирост прогнозных ресурсов и запасов в основном ликвидных полезных ископаемых, таких как рудное и россыпное золото, вольфрам, нефрит и уран. Основная часть постановки балансовых запасов за 2008-2009 гг. по золоту связаны с проведением ГРП в пределах таких месторождений, как Коневинское, Зэгэн-Гольское (Восточные Саяны), Ирокиндинское и Кедровское (Муйский район), Нерундинское (Северо-Байкальский район). Обоснование и локализация прогнозных ресурсов урана сосредоточены в Витимском урановорудном районе, административно расположенном в Баунтовском районе.

Необходимо отметить также, что за последние 5 лет подготовлен к освоению новый золотороссыпной район – Еравнинский, где ежегодно добывается не менее 300 кг россыпного золота.

За период 2007-2009 гг. за счет всех источников финансирования был получен **прирост балансовых запасов** по следующим видам полезных ископаемых:

Золото: всего кат. C_{1+2} - 37,8 т, из них кат. C_1 - 7,8 т, кат. C_2 - 30,0 т, в том числе рудное кат. C_1 - 6,4 т, кат. C_2 - 28,7 т; россыпное кат. C_1 - 1,4 т, кат. C_2 - 1,3 т. Суммарная добыча золота за период 2007-2009 гг. составила 19,138 т, в т.ч.: рудного – 15,048 т, россыпного – 4,09 т.

Сортовой нефрит: кат. C_1 - 9 т, кат. C_2 - 368 т.

Графит: кат. В - 4 тыс. т.

Подземные воды: кат. А+В - 4,8 тыс. куб. м/сутки.

Уран: кат. C_2 - 2.1 тыс. т.

За этот же период **прирост прогнозных ресурсов** составил:

Золота: рудного: кат. P_1 - 101 т; кат. P_2 - 46 т; кат. P_3 - 3245 т. россыпного: кат. P_1 - 15 т; кат. P_2 - 107 т; кат. P_3 - 366 т.

Урана: кат. P_1 - 18 тыс. т; кат. P_2 - 104 тыс. т.

Свинца и цинка: кат. P_2 - 1529 тыс. т.

Серебра: кат. P_1 - 13 т; кат. P_2 - 1780 т.

Молибдена: кат. P_3 - 556 тыс. т.

Марганца: кат. P_3 - 74 млн. т.

В 2010 г. геологоразведочные работы на территории Бурятии проводятся по следующим отраслям и направлениям: твердое топливо; урановое сырье; черные, цветные, редкие металлы; благородные металлы - золото, в том числе рудное, россыпное; неметаллы. В небольшом объеме осуществляется мониторинг геологической среды.

Углеводородное сырье. По отрасли топливно-энергетические ресурсы продолжаются работы по оценке перспектив Баргузинской впадины на четырех участках. Из них анализ имеющихся геологических материалов по нефтегазоносности на участках Курумканский и Аллинский показал, что в их пределах практически отсутствуют условия, необходимые для формирования достаточно крупных ловушек углеводородов.

Уголь. Проведены разведочные работы на флангах Окино-Ключевского месторождения бурого угля для последующего их вовлечения в отработку.

Уран. В пределах Витимского урановорудного района за счет средств федерального бюджета продолжают работы по выявлению уранового оруденения гидрогенного типа, завершаются работы по выделению площадей, перспективных для поисков месторождений урана в различных геолого-структурных обстановках урановорудных районов Забайкалья, проводится геолого-экономическая переоценка групп мелких близповерхностных урановых объектов в Еравнинском и Баунтовском районах Бурятии. Завершается разведка Кореткондинского, Намаруского и Дыбынского месторождений за счет собственных средств ОАО «Атомредметзолото».

Черные, цветные и редкие металлы. Проводится доразведка Жарчихинского и Ореkitканского молибденовых месторождений.

Работы на **рудное золото** проводятся в основных золоторудных районах Бурятии - Восточно-Саянском (Коневинское и Зэгэн-Гольское месторождения, перспективные участки - Хорин-Гольский, Тенгесин-Дабанский), Северо-Байкальском (Нерундинское месторождение), Муйском (Кедровское, Ирокиндинское месторождения), Икат-Багдаринском (Уакитский рудный узел) и Курбино-Еравнинском.

Россыпное золото. Основной объем работ по россыпному золоту сосредоточен в Еравнинском золотороссыпном районе, в небольших объемах в Баунтовском районе.

Неметаллы. По этой отрасли работы сосредоточены на месторождениях нефрита: Горлыкгольском в Восточном Саяне, Хайтинском, Кавоктинском в Баунтовском и Муйском районах.

За первое полугодие 2010 г. получен **прирост балансовых запасов:**

Рудного золота кат. C_1 - 2,66 т, кат. C_2 - 0,1 т.

Россыпного золота кат. C_{1+2} - 0,06 т.

Сортового нефрита кат. C_2 - 442 т.

Подземных вод кат. В+ C_1 - 25 тыс. куб.м/сутки.

Прирост прогнозных ресурсов за этот же период составил:

Урана кат. P_1 - 2,6 тыс. т.

Финансирование воспроизводства минерально-сырьевых ресурсов

Финансирование воспроизводства минерально-сырьевой базы республики осуществляется за счет средств федерального бюджета и собственных средств недропользователей. За период 2007-2009 гг. было выполнено и профинансировано геологоразведочных работ на сумму 5 154 370 тыс. руб., из них из федерального бюджета – 1 562 826 тыс. руб., из республиканского бюджета в 2007 году – 3 240 тыс. руб., средства недропользователей составили 3 588 304 тыс. руб.

Основной объем ассигнований был направлен на выполнение работ по отраслям «Уран», «Золото», «Цветные и редкие металлы» и «Топливо-энергетическое сырье».

В 2010 г. планируется освоить на геологоразведочные работы не менее 2 579 млн. рублей, причем основная часть финансовых средств будет использована на уран, рудное золото, уголь, свинец и цинк, вольфрам, нефрит.

За счет средств федерального бюджета за первое полугодие выполнено и профинансировано ГРП на сумму 248 844 тыс. руб. или 54,6% годового лимита. Основной объем ассигнований направлен на уран сырье - 84,3%, золото - 3,7%.

За счет средств недропользователей выполнено и профинансировано работ на сумму 378 651 тыс. рублей на 30 объектах. Основной объем ассигнований был направлен на выполнение ГРП по отраслям: «золото» - 57,1%, «уран» - 22,5%, «черные, цветные, редкие металлы» - 13,4%, «твердое топливо» - 6,5%, «неметаллы» - 0,5%.

Добыча полезных ископаемых

На территории республики осуществляется добыча только востребованных полезных ископаемых, таких как уран, золото, нефрит, цементное сырье, вольфрам, уголь, флюорит.

Наиболее ликвидным является добыча золота. В динамике добычи за последние 20 лет наибольшее количество добычи золота приходилось на 2002-2004 гг. (максимум – 8170 кг). К 2008 г. происходило прогнозируемое снижение добычи золота (за счет россыпного) и составило 6145 кг с последующей тенденцией увеличения в 2009 г. до 6384 кг. Основная причина снижения – истощение россыпных месторождений золота.

Основная часть золота добывается из золоторудных месторождений, таких как Ирокиндинское, Зун-Холбинское, Кедровское; начата добыча на Нерундинском месторождении. Из россыпных месторождений золота добыча осуществляется в Баунтовском, Еравнинском и Муйском районах.

Вольфрамит добывается из россыпных месторождений Инкур и Барун-Нарынское в Закаменском районе.

Добыча бурого угля осуществляется на Окино-Ключевском, Загустайском, Дабан-Горхонском, Талинском и Гусиноозерском месторождениях; в небольшом объеме ведется добыча каменного угля на Хара-Хужирском и Никольском месторождениях.

Основная добыча нефрита ведется на Кавоктинском и Хайтинском месторождениях в Баунтовском районе, Горлыкгольском и Оспинском месторождениях в Восточном Саяне.

Лицензирование

За первое полугодие 2010 г. по Бурятии выдано 32 лицензии на право пользования недрами:

- по результатам конкурса - 1 (ООО «Твердосплав» на Холтосонское и Инкурское месторождения);

- в порядке переоформления - 4 (ООО «Угольный разрез» на остальные запасы Окино-Ключевского бурого угольного месторождения, ООО «Янгуда» на россыпь золота бассейна р. Янгуда с притоками, ООО «Старатель» на россыпь золота бассейна р. Хурлик, ОАО «СибАкваПром» на Краснояровское месторождение подземных вод);

- по иным основаниям - 27 (в том числе 24 - одиночные водозаборы).

На 1 июля 2010 г. принято решение о прекращении прав пользования недрами по 64 лицензиям (в том числе 47 - одиночные водозаборы), а именно:

- в связи с истечением установленного срока действия - 4 лицензии,
- в связи с отказом владельца - 4 лицензии,
- в связи с невыполнением условий пользования недрами - 1 лицензия,
- в связи с переоформлением - 4 лицензии,
- в связи с ликвидацией предприятия - 4 лицензии,
- прочие причины - 47 лицензий (одиночные водозаборы).

По состоянию на 1 сентября 2010 г. зарегистрировано 455 лицензий на право пользования недрами, из них:

- одиночные водозаборы - 221,
- групповые водозаборы - 51,
- подземные минеральные воды и лечебные грязи - 8,
- углеводородное сырье - 4,

- твердые полезные ископаемые - 171.

Из 171 лицензии на твердые полезные ископаемые по видам полезного ископаемого и лицензиям (всего лицензий с литерой «Р» 77, «П» - 16, в том числе 4 лицензии на сбор коллекционного материала, «Э» - 79):

- благородные металлы - 117, из них: на геологическое изучение (литер БП) - 6 лицензий, на геологическое изучение и добычу (литер БР) - 69, на добычу (литер БЭ) - 42;

- уголь - 10, из них: на геологическое изучение и добычу (литер ТР) - 1, на добычу (литер ТЭ) - 9;

- плакиковый шпат - 2, из них: на геологическое изучение и добычу (литер ТР) - 1, на добычу (литер ТЭ) - 1;

- уран - всего 10, из них: на геологическое изучение (литер ТП) - 4, на геологическое изучение и добычу (литер ТР) - 1, на добычу (литер ТЭ) - 5;

- полиметаллы - 4, из них: на геологическое изучение (литер ТП) - 1 лицензия, на геологическое изучение и добычу (литер ТР) - 1, на добычу (литер ТЭ) - 2;

- вольфрам, молибден - 6, из них: на геологическое изучение и добычу (литер ТР) - 1, на добычу (литер ТЭ) - 5;

- бериллий: на добычу (литер ТЭ) - 1;

- кварц - 2, из них: на геологическое изучение и добычу (литер ТР) - 1, на добычу (литер ТЭ) - 1,

- нефрит - 6, из них: на геологическое изучение и добычу (литер ТР) - 2, на добычу (литер ТЭ) - 4;

- апатиты: на добычу (литер ТЭ) - 1;

- графит: на добычу (литер ТЭ) - 1,

- известняк, доломит: на добычу (литер ТЭ) - 7.

Из 15 лицензий для геологического изучения на золото, полиметаллы и уран (9 БП, 6 ТП) право пользования недрами для геологического изучения за счет федерального бюджета предоставлено по 7 лицензиям (2 - золото и 5 - уран).

В 2009 г. Управлением по недропользованию по Республике Бурятия организовано 5 аукционов (участки на золото россыпное и рудное - Витимканская забока, Шаманская площадь, Уакитская площадь, Падора, Зандинское месторождение) и 1 конкурс (Холтосонское и Инкурское месторождения) на получение права пользования недрами. Все перечисленные аукционные объекты признаны несостоявшимися по причине отсутствия заявок; конкурс не состоялся из-за невнесения задатка ни одним из заявителей. Повторно объявленный конкурс на получение права пользования недрами Холтосонского и Инкурского месторождений также признан несостоявшимся; было рекомендовано выдать лицензию единственному заявителю ООО «Твердосплав» при сумме разового платежа в 28,05 млн. руб.

На 1 октября 2010 г. по Бурятии был проведен 21 аукцион на получение права пользования недрами: золото россыпное - 6 объектов: участки Витимканская забока, Киро, Малый Долгоул, Мухтунный-II, Самокит (Баунтовский район), Малый Шабартай (Закаменский район); золото россыпное и рудное - 3 объекта: участки Каменный (Муйский район), Коган (Баунтовский район), Сашкин ключ (Еравнинский район); уголь бурый - 1: Эландинское месторождение Баунтовского района; уголь каменный - 1: Мунханский участок Никольского месторождения Мухоршибирского района; флюорит - 2: участки Кудунский и Осеннее Кижингинского района; нефрит - 4 объекта: Нижнее Олломи (Муйский район), Шестопаловский (Окинский район), Воймакан (Баунтовский район), Хамархудинское месторождение (Закаменского района); долериты и базальты для производства минеральной ваты - 2: участок Сухарский и Зандинское месторождение (Мухоршибирский район).

По аукционам приняты решения:

- право пользования недрами предоставлено по результатам состоявшихся восьми аукционов: на золото россыпное: участки Витимканская забока, Самокит - победитель ООО «Артель старателей «Север»; Мухтунный - победитель ЗАО «Витимгеопром»; на золото россыпное и рудное: Сашкин ключ - победитель ООО «Тальксиб»; нефрит: участки Нижний Олломи - победитель ООО «Аллами», Шестопаловский - победитель ООО «Горнорудная компания», Воймакан и Хамархудинское месторождение - победитель ЗАО «МС Холдинг»;

- не состоялось 13 аукционов из-за отсутствия заявок на участие или допущен один заявитель.

До конца 2010 г. планируется проведение 9 аукционов по нефриту, по 5 на рудное и россыпное золото и по одному на бурый уголь и цеолиты.

В 2010 г. включен в пообъектный план воспроизводства минерально-сырьевой базы за счет средств федерального бюджета новый объект на поиски рудного золота в Восточных Саянах.

Доходная часть федерального бюджета в 2009 г. пополнена на 29,9 млн. руб. за счет разовых платежей за пользование недрами (28,2 млн. руб.); оплаты за геологическую информацию о недрах при пользовании недрами (0,32 млн. руб.); оплаты за проведение госэкспертизы запасов полезных ископаемых, геологической, экономической и экологической информации об участках недр (0,05 млн. руб.), прочих платежей (1,33 млн. руб.).

Доходная часть федерального бюджета по состоянию на 1 октября 2010 г. составила 59,238 млн. руб.: разовые платежи за пользование недрами (53,367 млн. руб.); плата за геологическую информацию о недрах при пользовании недрами (0,537 млн. руб.); государственная пошлина за совершение действий, связанных с лицензированием (0,025 млн. руб.); прочие платежи (5,309 млн. руб.),

В 2011 г. планируется провести не менее 50 аукционов на предоставление права пользования недрами по твердым полезным ископаемым.

Перспективы развития сырьевой базы Бурятии

В качестве приоритетных задач для наиболее эффективного социально-экономического развития Бурятии и улучшения качества жизни населения региона на базе стратегии развития минерально-сырьевой базы республики можно выделить следующие:

1. Разработка мер для стратегии увеличения добычи ликвидных полезных ископаемых, ресурсный потенциал которых в республике достаточно высок;

2. Разработка и реализация программ по воспроизводству минерально-сырьевой базы ожидаемых активных прогнозных ресурсов полезных ископаемых;

3. Повышение инвестиционной привлекательности районов республики в природоресурсном комплексе;

4. Реализация инвестиционных проектов на базе крупнейших в Бурятии запасов минерального сырья:

- создание и развитие минерально-сырьевых и металлургических комплексов по освоению свинцово-цинковых, урановых, молибденовых, вольфрамовых и золоторудных месторождений;

- создание инфраструктуры на условиях частно-государственного партнерства с привлечением средств инвестиционного фонда Российской Федерации;

- активное участие в реализации Программы социально-экономического развития Дальнего Востока, Республики Бурятия, Забайкальского края и Иркутской областей для развития туризма, транспортной и энергетической инфраструктуры, в том числе и строительство Мокской ГЭС.

Развитие Забайкалья должно предусматривать строительство железной дороги, соединяющей ветку ВСЖД с веткой БАМ от ст. Новоильинск до ст. Такимо. Главное целевое назначение – расширение минерально-сырьевой базы региона для обеспечения потребностей промышленного Урала в остродефицитном металлургическом и энергетическом сырье.

В настоящее время разведанная сырьевая база и производственные мощности перспективных горнодобывающих предприятий в пределах транспортного коридора планируемой железной дороги не обеспечивают полной загрузки железной дороги на всем ее протяжении. Геологические запасы и прогнозных ресурсы требуют дополнительной ревизии для определения более обоснованных количественных показателей. Кроме этого, полностью не оценено количество прогнозных ресурсов полезных ископаемых, в пределах зоны влияния железной дороги. На данный момент в пределах 150 км зоны влияния железной дороги апробировано и, в основном, поставлено на баланс следующее количество твердых полезных ископаемых:

Олово – запасы: 12 660 т, прогнозных ресурсов (кат. P_1, P_2) – 18 197 т;

Свинец – запасы: 1 647 700 т, прогнозных ресурсов (кат. P_1, P_2) – 3 324 000 т;

Глинозем (алюминий) – геологические запасы (не стоящие на балансе запасы) – 111 652 000 т, прогнозных ресурсов (P_1) – 78 300 000 т;

Сера – запасы 27 823 000 т;

Цинк – запасы: 8 770 900 т, прогнозных ресурсов (кат. P_1, P_2) – 1 615 500 т;

Медь – запасы: 80 000 т, прогнозных ресурсов (кат. P_1, P_2) – 5 600 000 т;

Уран – запасы: 10 849 т, прогнозных ресурсов (кат. P_1, P_2, P_3) – 277 251 т;

Кадмий – запасы: 21 834 т;

Уголь бурый – запасы: 29 198 000 т.

Эффективное освоение и использование природных ресурсов - основа развития экономики Бурятии. Освоение природных ресурсов предполагает не только добычу, переработку и транспортировку ресурсов, но и проведение широкого комплекса природохозяйственных мероприятий, в том числе в области водохозяйственной и природоохранной деятельности. Эффективность социально-экономического развития районов республики напрямую зависит от степени отработки всей производственной цепочки ресурс – конечный продукт, внедрения современных технологий и развития интеллектуального потенциала населения. Это гарантирует наиболее высокий уровень отдачи от вложенных инвестиций.

Основными задачами в области освоения природных ресурсов являются:

1. Увеличение экономической эффективности при отработке месторождений полезных ископаемых, повышение извлечения полезных компонентов обрабатываемых месторождений, использование новых нетрадиционных типов месторождений (например, техногенные отвалы уже отработанных или обрабатываемых месторождений);

2. Комплексное использование многокомпонентных руд цветных и редкоземельных металлов.
В качестве приоритетов региональной политики в недропользовании следует выделить:

1. Развитие горнопромышленных комплексов в пределах уже выявленных и подготовленных к освоению месторождений полезных ископаемых;

2. Оценка ресурсного потенциала в пределах наиболее перспективных площадей;

3. Оценка ресурсного потенциала с применением комплекса ГРП с учетом (или с уклоном) на программу федерального индустриального комплексного развития Забайкалья, а именно:

3.1. Строительство первой очереди железной дороги Новоильинск→Озерный→Таксимо;

3.2. Строительство Мокской ГЭС;

4. Переоценка уже известных объектов, как месторождений, так и оцененных рудопроявлений (например, с жильного типа на прожилково-жильный или на комплексные руды).

В усилении позиции Бурятии в геополитическом и экономическом пространстве России и стран Азиатско-Тихоокеанского региона решающую роль играет наращивание ее минерально-сырьевого потенциала, а стратегическим направлением ее перспективного развития является освоение минеральных ресурсов недр республики. Для реализации расширения горно-промышленных комплексов в пределах республики необходимо решение следующих задач:

- усиление поисковых и оценочных работ, технологических и геолого-экономических исследований с целью ускоренной подготовки вновь выявленных и резервных месторождений для обеспечения потребностей региона и страны в продукции для металлургической промышленности, производства минеральных удобрений и строительных материалов;

- внедрение новых технологий обогащения минерального сырья;

- анализ геологической информационной базы с новых геодинамических позиций, с прогнозированием площадей на обнаружение нетрадиционных типов оруденения;

- комплексная оценка региона на благородные металлы и другие полезные ископаемые (золото, молибден, вольфрам, уран, цементное сырье, редкие земли), выявление и подготовка объектов к лицензированию за счет средств федерального бюджета;

- развитие геологоразведочных работ на благородные металлы, остродефицитное и стратегическое сырье в Саян-Прихубсугульском геолого-экономическом районе (Окинский и Закаменский районы), Баунтовском районе, буферной зоне участка Байкало-Амурской магистрали (Северо-Байкальский и Муйский ЗРП), что приведет к стабилизации золотодобычи в пределах республики;

- освоение месторождений федерального значения, находящихся в государственном резерве, таких как Моховое олова, Молодежное хризотил-асбеста, Чулбонское гранулированного кварца, Холтосонского и Инкурского вольфрама, с целью создания крупных горно-промышленных (металлургических) комплексов;

- развитие золотодобывающей промышленности, создание ГОКов 1-ой очереди на перечисленных выше месторождениях и организации ювелирного производства на базе месторождений нефрита;

- развитие предприятий-недропользователей промышленного комплекса путем привлечения дополнительных финансовых вложений;

- развитие направления поисковых и поисково-оценочных работ за счет средств федерального бюджета на обнаружение урановых, молибденовых, вольфрамовых, полиметаллических и углеводородных месторождений в пределах Бурятии;

- увеличение рынка сбыта продукции.

Состояние и перспективы развития основных (лидирующих) полезных ископаемых Бурятии ЗОЛОТО

Золотоносность территории Бурятии известна с 40-х годов XIX в. (начало добычи в 1844 г.). За весь предшествующий период в республике было добыто не менее 200 тонн золота. Современная сырьевая база золотодобычи опирается на месторождения Окинского, Баунтовского, Муйского, Северо-Байкальского, Хоринского и Закаменского районов.

По республике на 1 января 2010 г. запасы золота составляют 100,7 т, апробированные прогнозные ресурсы рудного золота оцениваются в 1311 т, в том числе кат. P₁ - 117 т, P₂ - 448 т, P₃ - 741 т. По современной оценке Управления по недропользованию по Республике Бурятия ожидаемые активные прогнозные ресурсы золота в пределах Бурятии составляют 4,1 тыс. тонн золота.

Минерально-сырьевую базу золотодобывающих предприятий составляют 14 месторождений рудного золота и 228 россыпей.

В распределенном фонде находится 100% разведанных запасов рудного золота. Для разработки рудных месторождений по состоянию на 1 октября 2010 г. недропользователи владеют 4 лицензиями на добычу, 27 лицензиями на геологическое изучение и попутную добычу, 3 лицензиями на геологическое изучение. Разрабатываются 3 рудных месторождения, в которых сосредоточена большая

часть запасов: Зун-Холбинское (Окинский район), Ирокиндинское и Кедровское (Муйский район), в небольшом объеме начата добыча на Нерундинском месторождении в Северо-Байкальском районе. Подготавливаются к освоению Коневинское месторождение, центральная часть Троицкого месторождения (Рудная Горка), Зэгэн-Гольское. Кроме этого, с новых геологических позиций проводится переоценка Укучиктинского месторождения (с жильного на прожилково-жильный тип оруденения).

С 2010 по 2020 гг. реальную возможность вовлечения в отработку коренного золота имеют месторождения Барун-Холбинское с годовой добычей до 300-400 кг, Коневинское с годовой добычей в пределах 1 т золота, Нерундинское с годовой добычей до 500 кг золота, Рудная Горка Троицкого с годовой добычей 1 т золота, а также с годовой добычей до 300 кг золота при переоценке Укучиктинского и Водораздельного месторождений. При проведении дополнительных промышленных технологических испытаний руд - Зэгэн-Гольское месторождение с годовой добычей до 2 т золота.

Разведанные запасы и ресурсы золота имеет и Курба-Еравнинский рудный район. Здесь золотоносны цинковые руды и коры выветривания Назаровского месторождения и ряд других менее значимых объектов. Извлечение золота из этих месторождений возможно при переработке комплексных руд.

Золотодобыча в республике динамично развивается и базируется на стратегии развития воспроизводства минерально-сырьевой базы рудного и россыпного золота, с учетом плавного перехода добычи с доминанты россыпного золота к рудному. Основные элементы такого развития:

1980-1995 гг. Подготовка к освоению и начало освоения золоторудных месторождений Зун-Холбинского и Ирокиндинского.

2000 г. Составление и реализация Республиканской целевой программы Развития золотодобывающей промышленности Республики Бурятия на 2001-2010 гг. («Золото Бурятии»). Этой Программой предусматривалось увеличение роста добычи с 8170 кг в 2002 г. до 10495 кг в 2005 г. и 12495 кг в 2010 г. Обоснованность прогнозируемых объемов добычи подтверждена наличием балансовых запасов и прогнозных ресурсов. Апробированные в ЦНИГРИ прогнозные ресурсы рудного золота на 1 января 2003 г. составляли 1311 т, в том числе кат. P_1 - 117 т, P_2 - 448 т, P_3 - 746 т; россыпного – 45 т, в том числе кат. P_1 - 7 т, P_2 - 11 т и P_3 - 27 т.

2001 г. Составление и реализация целевой региональной Программы «Развитие ГРП на благородные металлы в Северо-Байкальском геолого-экономическом районе на 2001-2010 гг.». Конечной целью программы было выявление крупных и средних золоторудных и платинометалльных месторождений, их предварительная оценка и подготовка к лицензированию. Завершение строительства Байкало-Амурской железнодорожной магистрали должно было ускорить освоение вновь выявляемых месторождений этого района. Реализация целевой программы осуществлялось в течение более 6 лет проведением комплекса ревизионных, прогнозно-поисковых, поисковых и оценочных работ с доведением оценочной стадии работ на крупных месторождениях до определения ресурсов золота и МПГ всех месторождений по кат. P_1 и P_2 .

2003-2005 гг. Формирование и внедрение программы «Оценка прогнозного потенциала складчатого обрамления Сибирской платформы - «Золото Сибири». Благодаря активной деятельности руководителей региональных подразделений Роснедра объект «Золото Сибири» был включен в перечень объектов воспроизводства минерально-сырьевой базы за счет средств федерального бюджета на 2007 г., основным исполнителем которого было ФГУП «ВСЕГЕИ».

2005-2007 гг. Реализация за счет средств федерального бюджета проекта «Карта золотоносности Республики Бурятия».

2007-2009 гг. Освоение новых золотороссыпных районов республики (например, Еравнинский район), а также воспроизводство минерально-сырьевой базы на вновь выявленных золоторудных объектах в пределах Восточных Саян и Закаменского района.

2009-2010 гг. Реализация стратегии увеличения количества инвестиций в области воспроизводство минерально-сырьевой базы за счет предоставления права пользования недрами.

Один из основных факторов, определяющих перспективы экономического развития в области конкурентоспособности Бурятии и ее место в российской экономике - использование огромного ресурсного потенциала золота региона.

Современная экономическая обстановка в республике, в России и мире в целом свидетельствуют о том, что устойчивое развитие минерально-сырьевой базы золота на региональном уровне будет проходить довольно интенсивно. Поэтому на ближайшее время при формировании региональной политики следует говорить о периоде, когда ее цели и задачи направлены на создание благоприятного климата развития горно-промышленных комплексов, воспроизводства минерально-сырьевых ресурсов золота и развития стратегических инвестиционных предложений, с созданием благоприятных условий заполнения всех ниш минерально-ресурсного потенциала рудного и россыпного золота, а также оценки территории на нетрадиционные типы золота (коры выветривания, тектонические уступы).

Перспективы на выявление новых рудных объектов золота различных генетических и морфо-

логических типов имеются в Окинском, Баунтовском, Северо-Байкальском, Муйском и Закаменском геолого-экономических районах. Проведенный металлогенический анализ ресурсного потенциала данных районов позволяет уверенно прогнозировать выявление не менее 5-6 крупных и ряда средних месторождений рудного золота.

В качестве решения базовых элементов развития золотодобывающей промышленности республики сформировался ряд приоритетных задач для наиболее эффективного его развития отрасли в пределах региона:

- Стимулирование недропользователей для наращивания добычи золота на уже отрабатываемых месторождениях золота.
- Подготовка к освоению золоторудных месторождений, находящихся в распределенном фонде.
- Подготовка к лицензированию площадей, перспективных на обнаружение рудного и россыпного золота, с прогнозным потенциалом золота категории P_1+P_2 .
- Проведение региональных геологических работ с применением новейших методов аэрогеофизической съемки, дистанционного геолого-космического зондирования Земли (ДЗЗ) для выделения перспективных площадей (золоторудных и золотороссыпных районов, узлов) на проведение ревизионных, прогнозно-поисковых и поисковых работ на рудное и россыпное золото, нетрадиционные типы золотоносных объектов.
- Анализ геологической информационной базы с новых геодинамических позиций, с прогнозированием площадей на обнаружение нетрадиционных типов оруденения.
- Комплексная оценка региона на благородные и другие полезные ископаемые (золото, молибден, вольфрам, свинец, цинк, уран, цементное сырье, редкие земли), выявление и подготовка объектов к лицензированию за счет средств федерального бюджета.
- Развитие геологоразведочных работ на рудное золото в Баунтовском районе, буферной зоне участка Байкало-Амурской магистрали (Северо-Байкальский и Муйский ЗРР).
- Прогнозно-поисковые работы для определения перспективной оценки и подсчета ресурсов категории P_2 и P_1 .
- Поисковые и оценочные работы (возможно с попутной добычей) с подсчетом прогнозных ресурсов категории P_1 и запасов C_2 .
- Увеличение экономической эффективности при отработке золотороссыпных месторождений, повышение извлечения полезных компонентов отрабатываемых месторождений, использование новых нетрадиционных типов месторождений (например - техногенные отвалы уже отработанных или отрабатываемых месторождений).

УРАН

Согласно концепции «Развитие атомной энергетики и атомного энергетического комплекса России на 2007-2009 гг. и на перспективу до 2015 г.» мощности российских АЭС, начиная с 2010 г., должны увеличиваться ежегодно на 3 ГВт. В связи с этим суммарные годовые потребности в уране к 2020 г. вместе с экспортными поставками прогнозируются на уровне 36 тыс.т. С учетом постепенного исчерпания складских запасов будет необходимо увеличить годовую добычу урана в России до 4,9 тыс. т в 2010 г. и до 18,0 тыс.т - в 2020 г., а закупки и производство урана в странах СНГ - с 1,0 тыс. т до 2,7 тыс. т в 2010 году и до 8,0 тыс.т - в 2020 г.

Бурятия располагает значительными ресурсами урана, составляющими четвертую часть общероссийских. По оценке Управления по недропользованию по Республике Бурятия и Байкальского филиала «Сосновгеология» ФГУП «Урангео» геологические запасы урана в Бурятии составляют не менее 88,618 тыс. тонн урана категории C_2 . Ожидаемые активные прогнозные ресурсы кат. $P_1+P_2+P_3$ составляют 357 тысяч тонн урана.

В 2009 г. начата промышленная отработка Хиагдинского месторождения в Баунтовском районе.

УГОЛЬ

На территории Бурятии известно 23 месторождения бурого и каменного угля, из которых 13 учитываются госбалансом, из них шесть разрабатываются – Дабан-Горхонское, Гусиноозерское (уч. Холбольджинский, уч. Баин-Зурхе), Загустайское, Окино-Ключевское, Талинское и Хара-Хужирское. По состоянию на 1 января 2010 г. балансовые запасы угля составляют 2580,87 млн. т, из них по сумме кат. $A+B+C_1$ – 2223,1 млн. т и кат. C_2 – 357,7 млн. т. По марочному составу среди разведанных углей кат. $A+B+C_1$ преобладают бурые (62,7%), каменные угли марок Д и Д-Г составляют 37,3%. Из общего количества балансовых запасов кат. $A+B+C_1$ промышленностью освоено всего 9,5% (212,5 млн. т), которые находятся в действующих предприятиях, 15,6% (346,6 млн. т) запасов подготовлено к освоению и находятся на резервных разведанных участках для строительства новых угольных предприятий, 74,8% запасов еще не подготовлены к освоению и находятся на перспективных для разведки (261,7 млн. т) и прочих (1403,5 млн. т) участках и месторождениях. В нераспределенном

фонде находятся месторождения бурого угля: Ахаликское в Тункинском, Бодонское в Баргузинском, отдельные участки Гусиноозерского, Загустайского в Селенгинском и Окино-Ключевского в Бичурском районах; каменного угля: Баянгольского в Закаменском, отдельные участки Никольского и Эрдем-Галгатайского в Мухоршибирском районах.

ВОЛЬФРАМ

Россия занимает 3-4 место по разведанным запасам вольфрама. В этой ситуации вольфрамовые месторождения Бурятии представляют большой практический интерес.

Инкурское месторождение - наиболее крупное месторождение России штокверкового геолого-промышленного типа. По запасам и содержанию вольфрама Инкурское месторождение сопоставимо с наиболее крупными месторождениями мира аналогичного промышленного типа: разрабатываемыми Хемердон (Великобритания), Пайн-Крик (США), разведываемым Ундур-Цаган в Монголии.

Холтосонское месторождение находится западнее Инкурского месторождения. Оно относится к жильному типу, сложено кварц-гюбнеритовыми жилами с переменным количеством сульфидов, залегает в кварцевых диоритах. Холтосонское месторождение - наиболее крупное месторождение России жильного геолого-промышленного типа. С учётом погашенных за период отработки запасов (руды - 8,2 млн. т, WO_3 - 57,4 тыс. т) Холтосонское месторождение занимает второе место в мире по запасам WO_3 (73,9 тыс. т) после месторождения Сихуашань в Китае.

Техногенные продукты. Джидинский вольфрамово-молибденовый комбинат с 1934 по 1996 гг. разрабатывал вольфрамовые месторождения подземным (Холтосонское) и открытым (Инкурское) способами. При добыче и переработке исходных руд сформированы отвалы бедных (0,09-0,123% WO_3) руд - 6398 тыс. т и техногенные отходы. В 2001 г. группой ЦНИГРИ (Карпенко, 2001) проведена геолого-экономическая оценка освоения техногенных отходов обогатительных фабрик, в первую очередь Барун-Нарынского месторождения техногенных отложений, накопленных в хвостохранилище площадью более 1 кв.км. Проведено обоснование промышленного значения разнозернистых и пылеватых песков месторождения, разведанных по кат. C_1 и C_2 в количестве: песков 9,1 млн. т, WO_3 - 14270 т при содержании WO_3 - 0,156%.

МОЛИБДЕН

В 2000 г. в России уровень добычи молибдена по сравнению с 1991 г. составил 29,4%. В настоящее время разрабатываются месторождения с содержанием молибдена 0,05%. Бурятия обладает значительной сырьевой базой богатых (свыше 0,1%) молибденовых руд.

Ореkitканское месторождение расположено на левобережье среднего течения р. Витим в Баунтовском районе в 200 км восточнее районного центра пос. Багдарин. Относится к штокверковому типу молибденовой формации. Залегает месторождение в пологой зоне интенсивной трещиноватости среди биотитовых гранитов раннепалеозойского возраста, отходящей от крутопадающего разлома на контакте массива мезозойских гранитов. Зона имеет пологое падение (25-30°). Длина ее по простиранию 2100 м, по падению - 2000 м. Руды представлены кварц-молибденовыми прожилками с вкрапленностью и гнездами молибденита, пирита, магнетита, реже берилла, халькопирита, сфалерита, вольфрамита и других минералов. Содержание BeO в рудах от 0,002 до 0,03%, WO_3 - от 0,003 до 0,1%. В молибдените содержится рений, теллур, селен. Рудные тела, которых на месторождении пять, сложены почти исключительно (99%) первичными сульфидными рудами. По запасам месторождение является крупным, со средним содержанием молибдена в рудах 0,099%; примерно 30% руд представлено относительно богатыми разностями (0,138%). Руды легкообогатимы: извлечение молибдена в 50%-й концентрат методом простой флотации не менее 90%. Горно-геологические условия для открытой разработки благоприятные, коэффициент вскрыши составляет 0,24 м³/т. Основная масса руд залегает на верхних горизонтах, что позволяет вести их добычу наиболее дешевым способом. До глубины 120 м от поверхности долины реки Б. Ареkitкан сосредоточено 66% рядовых и 76% богатых руд. Это позволит в первые годы эксплуатации месторождения добывать наиболее богатые руды. По состоянию на 1 января 2010 г. на балансе по Ореkitканскому месторождению числятся запасы руды: по категории В - 52 784 тыс. т, кат. C_1 - 196 343 тыс. т, кат. C_2 - 118 221 тыс. т; молибдена: по категории В - 53 673, кат. C_1 - 193 042 тыс. т, кат. C_2 - 113 770 тыс. т.

Жарчихинское месторождение находится в 40 км от г. Улан-Удэ в непосредственной близости от автомагистрали и железной дороги. Оно представляет собой почти вертикальное трубообразное тело минерализованных эруптивных и взрывчатых брекчий, прорывающих интрузивные породы. Оруденение в основном штокверкового, реже брекчиевого типа. Размеры оруденелого штокверка 750x250 м. Разведан штокверк до глубины 550 м, отдельными скважинами до 800 м. Молибденит содержится в молибденит-кварцевых и молибденитовых прожилках, а также в виде тонкой вкрапленности в цементе брекчий. По данным предварительной разведки подсчитаны запасы в контуре карьера до глубины 565 м по категории C_1 и C_2 в количестве: молибден общий - 61,2 тыс. т, молибден сульфидный - 56,1 тыс. т при содержании соответственно 0,091 и 0,08% и коэффициенте рудонос-

ности 0,76%; забалансовые запасы по горно-техническим условиям вне контура карьера: молибден общий – 19,6 тыс.т, молибден сульфидный – 18,3 тыс.т, с содержанием 0,085 и 0,08%, коэффициент рудоносности 0,63.

НЕМЕТАЛЛЫ

Бурятия обладает крупной разведанной и подготовленной к промышленному освоению базой неметаллических полезных ископаемых. Миллионами тонн исчисляются балансовые запасы апатитовых руд и хризотил-асбеста, флюоритовых руд, цементного и карбонатного сырья:

Апатит. *Ошурковское месторождение*, находящееся в пригороде Улан-Удэ - наиболее крупное месторождение региона. Балансовые запасы категорий В+С₁ составляют: руды – 2857 млн. т, Р₂О₅ -108,6 млн. т при среднем его содержании 3,8%. На базе утвержденных запасов первой очереди строился Забайкальский апатитовый завод, закрытый на стадии строительства обогатительной фабрики из-за возможного ухудшения экологической обстановки в бассейне оз. Байкал. Представляется целесообразным вернуться к детальной проработке вариантов разработки месторождения на основе природосберегающих технологий добычи и обогащения руд, прогрессивных решений организации производства и утилизации отходов для сведения экологической опасности к минимуму.

Вторичные фосфориты. *Харанурское месторождение* фосфоритов расположено в экономически освоенной части Восточного Саяна, вблизи действующего Холбинского золотодобывающего предприятия. Запасы наиболее доступной части месторождения оцениваются в 4,0 млн. т руды, 696 тыс. т Р₂О₅ при среднем содержании 17,9%; доля лимонно-растворимого, подвижного, усваиваемого растениями Р₂О₅ – 6,9%. Вещественный состав руд: фосфоритное вещество 16-82%, кварц, доломит; вредных примесей не установлено. Протяженность продуктивной залежи 1,7 км, ширина 50-220 м, глубина развития около 100 м.

Цементное сырье. На территории Бурятия добыча цементного сырья (известняков для изготовления цементного клинкера) ведется на Таракановском и Билютинском месторождениях. Другие месторождения известняка, пригодного для получения цементного сырья: Бабкинское в Иволгинском районе, Селенгинское и Верхне-Сангинское в Селенгинском районе, Аиктинское и Болаиктинское месторождения в Муйском районе.

Месторождения Аиктинское и Болаиктинское находятся в 850 м друг от друга, в 7 км от автодороги Таксимо-Бодайбо, в 22 км от ст. Таксимо (БАМ), на левом борту р. Келяна (водораздел рч. Болотный и Аикта). Аиктинское месторождение сложено известняками аиктинской свиты. По классификации запасов, по сложности геологического строения месторождение отнесено ко второй группе. В целом по содержанию лимитируемых оксидов известняки отвечают требованиям инструкции по применению Классификации запасов к месторождениям карбонатных пород (1983) для портландцементного клинкера.

Болаиктинское месторождение глинистого компонента цементного сырья сложено двумя пластами алевролитов и разделяющими их пачкой химически чистых известняков. В целом оба месторождения локализованы в синклинальной структуре, при этом Болаиктинское месторождение находится на юго-западном крыле складки, а Аиктинское месторождение слагает ее ядерную часть. Западный пласт алевролитов находится за пределами карьера, восточный слагает центральную часть контура карьера и имеет мощность от 100 м до 290 м. Известняки, залегающие между пластами песчаников и между карьерами, соответственно имеют мощность 170 м и 270 м. Падение пластов к северо-востоку под углами 40-80°. По качественным характеристикам алевролиты Болаиктинского месторождения отвечают требованиям «Инструкции по применению Классификации запасов к месторождениям глинистых пород (1983 г.)» и «Техническим условиям на качество основных видов сырьевых материалов для производства портландцементного комплекса (1970 г.)». Известняки по качеству аналогичны известнякам Аиктинского месторождения. В результате лабораторно-технологических испытаний установлена пригодность известняков и алевролитов для получения портландцемента марок «400» и «500». Таким образом, непосредственно при вводе завода на базе Аиктинского и Болаиктинского месторождений планируется производство не менее 2 млн. тонн цемента в год.

Плавленый шпат. По запасам плавленого шпата Россия занимает второе место в мире. Все разведанные запасы в количестве 80 млн. т руды по категориям А+В+С₁+С₂ при среднем содержании флюорита 38,9% сосредоточены в Бурятии, Забайкальском крае и Приморье. Запасы руды и плавленого шпата Бурятии составляют 13% российских. Потребности промышленности России за счет собственного производства удовлетворяются на 65%, а в кусковом флюорите на 20-25%. Дефицит плавленого шпата восполняется импортом руд и концентратов в основном из Монголии и Китая в количестве 400 и 745 тыс. тонн соответственно. В перспективе в России и в мире ожидается рост потребности в плавленошпатовом сырье в связи с увеличением доли электро- и конверторного способов производства стали.

По Бурятии Государственным балансом запасов полезных ископаемых учитываются запасы пяти месторождений: Наранского, Эгитинского и Хурайского кварц-флюоритового типа руд, Ермаков-

ского и Ауникского - комплексных флюорит-редкометалльных. Кроме того, Центральной комиссией по запасам поставлены на учет отраслевого баланса запасы категории С₂ Дабхарского и Осеннего месторождений.

Асбест. Примерно 12% активных запасов хризотил-асбеста России содержится на Молодежном месторождении в Бурятии, высококачественные руды которого содержат около 1% текстильных сортов асбеста при валовом среднем 6,7%. В эксплуатируемых месторождениях России содержание текстильных сортов асбеста составляет, например, 0,03% при валовом среднем 1,3-4,1%. По результатам геолого-экономической переоценки, проведенной ЦНИИГеолнеруд (г. Казань) в 2000 г., Молодежное месторождение в современных экономических условиях имеет промышленное значение и может являться объектом инвестирования при коммерческом варианте его освоения ГОКом производительностью 50 тыс. т асбеста в год при условии реализации 50% продукции на внутрисейском и 50% - на мировом рынке.

Барит. Прогнозные ресурсы барита в Бурятии подсчитаны в авторском варианте на трех месторождениях: Гундуйском, Звездном и Туркульском (Озернинский рудный узел). Они не прошли апробацию в ЦНИИГеолнеруд, хотя и могут составить значительную (23%) часть от общих ресурсов России, в том числе 65% ресурсов кат. Р₁ (10.5 млн. т барита со средним содержанием 28%). В 2004 г. в результате переоценки Гундуйского месторождения часть прогнозных ресурсов кат. Р₁ переведена в запасы кат. С₂ 4,1 млн. т барита со средним содержанием 32,5%.

Гранулированный кварц и кварциты. Потребность отечественной промышленности в кварцевом концентрате высокой чистоты определена в объеме 15 тыс. т в год. Дальнейшее освоение этой отрасли весьма перспективно в связи с развитием волоконной оптики, электронной промышленности и фундаментальных современных технологий (солнечной и полупроводниковый кремний).

На территории Бурятии расположено несколько крупнейших месторождений гранулированного кварца (Чулбонское, Гуджекитское), Атарханское, Бурал-Сардыкское и Черемшанское месторождения кварцитов. Бурятия имеет все предпосылки, чтобы стать крупнейшим производителем и экспортером поликристаллического кремния и автономных систем энергоснабжения в объеме до 1/3 мирового оборота. В настоящее время ООО «Чулбонский ГОК» реализует программу создания комплекса производств по глубокой переработке кварцевого сырья месторождений Прибайкальской и Восточно-Саянской кварценосных провинций, крупнейших в России по запасам и ресурсам особо чистого кварцевого сырья.

Чулбонское месторождение гранулированного кварца. Содержание кремнезема в рудоразборном кварце Чулбонского месторождения составляет 99,8%, коэффициент светопропускания 30-60%, содержание примесей - первые сотые и тысячные доли процентов. Кварцевая крупка, полученная из кварца этого месторождения, по ТУ 41-07-008-82 относится ко второму-третьему сортам. Кварц пригоден для использования в светотехнической промышленности при производстве люминесцентных, галогенных и других ламп.

Черемшанское месторождение расположено в Прибайкальском районе в 60 км от Улан-Удэ и в 40 км от ст. Татаурово ВСЖД. Оно представлено единым протяженным (более 10 км) пластом белых мономинеральных кварцитов и кварцитовидных песчаников мощностью от 30 до 50 м. Белые, желто-белые кварцитовидные песчаники состоят из зерен кварца (99,2% свободного кремнезема), не имеющих газово-жидких и минеральных включений. Вредные примеси (0,7-1,0%) представлены оксидами железа, которые легко удаляются. По вещественному составу, минералого-текстурным особенностям и физическим параметрам кварцитовидные песчаники относятся практически к единому технологическому типу, удовлетворяющему требованиям промышленности для производства технического кремния, карбида кремния и ферросилиция. В последние 2-3 года проводятся работы по изучению возможности использования наиболее чистых разновидностей кварцитов для наплава однокомпонентного кварцевого стекла, получения высокочистого кремния для солнечной энергетики, выращивания монокристаллов пьезокварца.

Цветные камни. Нефрит. В Бурятии находится около 99% российских балансовых запасов нефрита, которые по состоянию на 1 января 2010 г. по 13 месторождениям учтены территориальным балансом и составляют по кат. С₁ 6565 т нефрита-сырца и 2113,1 т нефрита сортового (поделочного), по кат. С₂ 16608,8 т нефрита-сырца и 5396,5 т нефрита сортового, в том числе ювелирного по кат. С₂ 372,1 т, поделочного 5024,4 т. Забалансовые запасы нефрита-сырца составляют 71,5 т, сортового нефрита - 57,3 т. Из них в распределенном фонде находится месторождения с общими запасами нефрита-сырца по кат. С₁₊₂ 11894,5 т, сортового - 4396,5 т, в том числе ювелирного кат. С₁₊₂ 262,3 т, поделочного кат. С₁₊₂ 4134,2 т; в государственном резерве месторождения с общими балансовыми запасами нефрита-сырца по кат. С₁₊₂ 11279,3 т, сортового - 3113,1 т, в том числе ювелирного кат. С₂ 109,8 т, поделочного кат. С₁₊₂ 3003,3 т. Месторождения нефрита сосредоточены в пяти районах: Муйском, Баунтовском, Окинском, Тункинском и Закаменском.

Геологоразведочные работы, направленные на переоценку и выявление новых проявлений нефрита, проводятся на Улан-Ходинском месторождении, в районе Зун-Оспинского проявления в

Окинском районе, на флангах Голубинского, Хайтинского, Харгантинского и Кавоктинского месторождений. Завершается тематика по оценке перспектив развития минерально-сырьевой базы светлоокрашенного нефрита в пределах Восточно-Саянской, Юго-Байкальской и Баргузино-Витимской перспективных зон.

Перспективы наращивания минерально-сырьевой базы нефрита связаны с изучением и оценкой флангов известных месторождений, переинтерпретацией полученных результатов предшествующих геологических исследований Витимского нефритоносного района, объединяющего разведанные ранее четыре месторождения (Буромское, Голубинское, Кавоктинское и Хайтинское) и три проявления (Воймаканское, Александровское, Удоканское) светлоокрашенного нефрита апокарбонатного промышленно-генетического типа и Восточно-Саянскую провинцию, в пределах которой расположены многочисленные месторождения (Улан-Ходинское, Оспинское, Горлыкгольское, Хамархудинское) и проявления (Бортогольское, Зун-Оспинское, Парамское), апосертинитового промышленно-генетического типа, а также вовлечение в распределенный фонд месторождений и проявлений, находящихся в госрезерве.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

В схеме районирования минеральных вод Бурятии выделяются 4 гидроминеральные области (ГМО):

- Восточно-Саянская – углекислых термальных и холодных вод;
- Байкальская – азотных и метановых терм;
- Селенгинская – радоновых холодных вод;
- Даурская – углекислых и радоновых холодных вод.

Прогнозные ресурсы термальных вод Бурятии ориентировочно оценены З.М. Ивановой (1981) по дебиту 33 родников в количестве 189,0 тыс. м³/сут. Прогнозные ресурсы холодных углекислых и радоновых вод не оценивались.

Эксплуатационные запасы минеральных вод остаются без изменений несколько лет, запасы учитываются на 5 разведанных месторождениях в пределах гидроминеральных областей Восточно-Саянской и Байкальской ГМО. В Восточно-Саянской области разведано Ниловопустыньское месторождение радоновых кремнистых термальных вод с эксплуатационными запасами 1,82 тыс. м³/сут. (в том числе подготовленных для промышленного освоения 0,28 тыс. м³/сут.). В Байкальской области разведаны 2 месторождения азотно-кремнистых терм: Горячинское (1,17 тыс. м³/сут. для промышленного освоения) и Питателевское (1,99 тыс. м³/сут., в том числе для промышленного освоения 1,25 тыс. м³/сут.). Термальные и холодные воды разведаны на Аршанском месторождении (Восточно-Саянская ГМО) – углекислые кремнистые воды с температурой 12-44°C, запасы их утверждены в количестве 0,985 тыс. м³/сут. для промышленного освоения. Холодные радоновые воды разведаны на Котокельском месторождении (Байкальская ГМО) в количестве 0,11 тыс. м³/сут для промышленного освоения.

Минеральные воды планомерно используются только на месторождениях Аршанское и Горячинское, где созданы и действуют курорты федерального и республиканского значения. На базе Ниловопустыньского месторождения действует здравница местного значения, а Питателевское и Котокельское месторождения не находят применения в настоящее время.

На *Аршанском месторождении* горячие углекислые кремнистые воды используются для наружного применения (ванны); холодные и теплые воды – для внутреннего применения, а также для промышленного розлива и последующей реализации через торговую сеть. Отбор минеральных вод в последние годы находится на уровне 0,27-0,41 тыс. м³/сут.

Горячинское месторождение азотно-кремнистых терм (температура 52-53°C) эксплуатируется двумя зарегулированными источниками – родник и самоизливающая скважина глубиной 100 м. Воды используются для целей бальнеологии (наружное применение) и теплоснабжения объектов курорта. Отбор термальных вод в последние годы варьирует в пределах 0,7-0,95 тыс. м³/сут.

Нилово-Пустыньское месторождение радоновых термальных вод (температура 39-43°C) эксплуатируется 2 скважинами, на которых базируется работа двух ваннных корпусов (23 ванны и бассейн для отпуска процедур подводного массажа). Среднегодовой отбор минеральных вод по данным отчетности недропользователей 0,046 тыс. м³/сут.

Питателевское месторождение азотно-кремнистых терм расположено в Итанцино-Селенгинском мезозойском межгорном бассейне. Ранее (с 1968 по 2001 г.) здесь действовал сезонный санаторий-профилакторий “Ильинка” на базе эксплуатации скважины №61 с дебитом 2-3 л/с. Скважина пробурена в 1962 г., глубина ее 357,5 м.

Котокельское месторождение радоновых холодных вод характеризуется ограниченными запасами, использование холодных вод в лечебных целях требует их предварительного подогрева, кроме того, месторождение удалено на 3,5 км от основного потребителя (санаторий “Байкальский бор”). По этим и другим причинам месторождение не освоено.

На базе естественных выходов минеральных вод или отдельных скважин, вскрывших таковые, действуют местные небольшие здравницы, “дикие курорты” (аршаны). В Восточно-Саянской ГМО наиболее популярны среди населения Хойтогольские источники углекислых термальных (температура 36⁰С) вод в бассейне р. Сенцы. В Байкальской ГМО местными небольшими здравницами используются термальные источники Фролихинский, Баунтовский, Гусихинский. Около 20 термальных источников используются местным населением на “диких курортах”. В Селенгинской ГМО используются для лечения холодные радоновые воды источников Загустайский, Отобулаг, Хоринские. В Даурской ГМО наиболее популярным является Попереченский источник холодных углекислых вод.

Всего минеральных источников и месторождений минеральных вод распределенного фонда недр составляют 11 лицензий, нераспределенного фонда – 85 объектов.

Заключение

Концепция развития и освоения минерально-сырьевых ресурсов Бурятии в пределах буферной зоны БАМ, Озерного рудного узла, Окинского рудного узла, строительства горно-промышленных (металлургических) комплексов предусматривает этапы и сроки выполнения геологических работ, лицензирования конкретных объектов, подготовки проектов освоения, строительства предприятий и ввода их в эксплуатацию.

Дальнейшее развитие золотодобывающей промышленности, создание ГОКов первой очереди за счет Чулбонского месторождения гранулированного кварца, Холоднинского и Озерного полиметаллов, Молодежного асбеста, Мохового олова, Орекитканского молибдена и ряда других, могут коренным образом изменить социально-экономическое положение Бурятии, как составной части Сибирского федерального округа и вывести Бурятию из дотационных субъектов Российской Федерации.

Реализация основных мероприятий позволит обеспечить следующее:

- Рост налогов в бюджеты по горнодобывающей отрасли к концу 2017 г. в несколько раз;
- Создание новых рабочих мест;
- Развитие отраслей производства, таких как строительство и сфера обслуживания;
- Увеличение грузопотока на всех транспортных магистралях;
- Увеличение валового регионального продукта горно-промышленных (металлургических) комплексов;
- Реализация краткосрочных, среднесрочных и долгосрочных программ по реализации минерально-сырьевой политике;
- Перевод в разведанные запасы ожидаемых активных прогнозных ресурсов минерально-сырьевой базы Бурятии;
- Достижение основных социально-экономических показателей;
- Реализация программы лицензирования объектов на территории Бурятии;
- Создание крупных интегрированных территориальных геолого-промышленных комплексов, что позволит обеспечить не менее 30 тыс. новых рабочих мест, привлечь инвестиции в объеме не менее 50 млрд. руб., увеличить налоговый потенциал в 5-6 раз.
- Использование мультипликативного эффекта от создания новых рабочих мест: на одного работника, занятого в добыче металлов, приходится 4-5 работников, занятых в перерабатывающей и обслуживающей отраслях.

РОДОНИТ УСУТАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ В КАМНЕСАМОЦВЕТНОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ

В.В. Алёшин

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ

Усутайское месторождение родонита находится в благоприятных экономических условиях (120 км от Улан-Удэ, 20 км от тракта Улан-Удэ - Курумкан). Месторождение расположено в Удино-Витимской зоне, Восточно-Прибайкальской её части, на юго-восточном склоне хребта Морской. Оно находится в Прибайкальском районе, в верховьях первого правого притока реки Усутай (правый приток р. Итанцы).

Усутайское проявление марганцевых руд было обнаружено в 1967 г. Зарянской партией при проведении геолого-съёмочных работ масштаба 1:50000. Первоначально здесь было выявлено три минералогических точки с содержанием марганца до 6% и литохимический ореол рассеяния марганца (0,1-3,0%) площадью около 2,5 кв. км [1].

В 1968 г. на месторождении проводились ревизионные работы Татауровской партией. В результате на участке было установлено четыре пласта марганецсодержащих пород мощность от 8 до 55 м и протяжённостью от 250 м до 2,5 км. Содержание окиси марганца в породах от 6 до 24%.

В 1970-1971 гг. изучением Усутайского месторождения занималась фосфоритовая партия [Осокин и др., 1972 г.]. В итоге изучено геологическое строение участка, выявлено 10 линз и пластов марганецсодержащих пород. В некоторых телах были обнаружены гнёзда и прослойки родонита, которые послужили основанием для постановки поисково-разведочных работ в 1972 г.

В результате исследований было открыто месторождение родонитсодержащих пород. Родонитовые тела образуют тела, линзы, гнёзда прослойки в роговиках. Содержание родонита в них 50-85%. Выявлено 30 тел родонита [Осокин и др., 1973 г.]. Составлены геологические карты, дана подробная минерально-петрографическая характеристика, изучен химический состав родонитсодержащих пород. Работы на месторождении завершены в 1972 г.

В результате исследований было открыто месторождение родонитсодержащих пород рекомендованных как сырьё для изготовления декоративных поделок и ювелирных изделий. Было подготовлено небольшое количество материала для Улан-Удэнской фабрики художественных изделий и сувениров.

Отложения итанцинской свиты, вмещающие месторождение, занимают около 70% площади участка и слагаются амфиболовыми, пироксеновыми, слюдисто-амфиболовыми сланцами, кварцитами, кристаллическими известняками и различными марганецсодержащими роговиками.

Изверженные породы имеют незначительное распространение и закартированы в северной и восточной частях участка. Они представлены гранитами и сиенитами третьей и четвёртой фаз витимканского комплекса нижнего палеозоя и их жильными образованиями [1].

На экзоконтактах зафиксированы зоны роговиков (300-600 м), окварцевание и фельдшпатизация. Общая мощность продуктивной толщи около 1250 м. Кроме того, в окрестностях участка на его восточном фланге в 1992 г. установлены ярко-жёлтые кальцифиры [2].

Мощность марганецсодержащих пород составляет 150 м. На Усутайском месторождении выявлено 10 линзовидных и пластообразных тел, содержащих родонит. Родонит имеется в телах 1, 2, 4, 5 и 6.

Рудный пласт №1 представляет собой пачку переслаивающихся гранат-родонит-кварцевых, гранат-амфибол-родонитовых, кордиерит-биотитово-кварцевых роговиков, гранат-биотит-кварцевых родонитсодержащих сланцев, амфибол-пироксен-биотитовых сланцев. Мощность пласта от 20 до 50 м, протяжённость около 2 км. Родонит вскрыт в канавах 50 (расчистка 40), 50-а, 70, 68, 66, 51(111), 62,120.

Рудный пласт №2 образует линзу длиной 150 м, мощностью 20 м. Сложен он кварц-биотитовыми, гранат-кварц-биотитовыми марганецсодержащими роговиками и родонит-кварцевыми роговиками. Родонит вскрыт канавой 76. Он образует тело мощностью 1,5 м, протяжённостью около 10 м.

Рудный пласт №3 установлен поисковыми маршрутами, детально не изучался. Мощность пласта 8-10 м. Протяжённость 3 км.

Рудный пласт №4 – мощность пласта 12 м, протяжённостью до 100 м. Представлен он биотит-гранат-кварцевыми марганецсодержащими роговиками, с линзой 0,5 м биотит-гранатовых роговиков.

Рудный пласт №5 имеет протяжённость 200 м, мощность от 9 до 13 м. Пласт вскрыт канавами

119 и 111. Сложен пласт гранат-кварц-биотитовыми марганецсодержащими роговиками. Родонит отмечен на южном конце пласта. Мощность тела 0,7 м.

Рудный пласт №6 сложен кварц-биотит-амфиболовыми, амфиболовыми, кварц-биотит-гранатовыми марганецсодержащими сланцами и роговиками. Мощность марганецсодержащих пород от 8 до 9 м. Родониты вскрыты в канавах 160, 171, 169 и 170.

В 1971 г. для изучения родонитовых тел на глубину применялось бурение. Скважины проходились по пласту №1 в трёх пересечениях (скважины 2, 10, 11, 13). Скважина 5 проходила вблизи канавы 50. Общая мощность роговиков 21 м. В 300 м по простиранию на юго-восток от скважины №5 пробурены скважины 11 и 13. По скважине 11 пласт роговиков вскрыт на глубине 20 м. Мощность его 2,5 м. Скважина 10 роговики встретила на глубине 26,5 м. Мощность тела 3 м. В центральной части роговикового пласта отмечается родонитовое тело до 0,5 м.

Количество установленных родонитовых тел на Усутайском месторождении составляет 30.

Родонит содержащие породы представляют собой роговики. Внешне это плотные тонко- и среднезернистые породы с неровным изломом. С поверхности роговики покрыты гидроокислами марганца и имеют черный цвет.

Роговики состоят из зелёного амфибола и пироксена, бурого и коричневого граната, серого кварца, с включениями пирита. Розовая окраска породы зависит от количества родонита. Гидроокислы марганца создают оригинальные дендриты, пейзажи чёрного, бурого цвета.

Родонитовые породы характеризуются разнообразными структурно-текстурными особенностями и различными соотношениями основных породообразующих минеральных компонентов.

Промышленные месторождения родонита немногочисленны. Генетически основные месторождения родонита относятся к метаморфогенному классу и сформированы в результате метаморфизма марганцевых осадков в условиях зелёносланцевой, амфиболитовой фации регионального метаморфизма и наложенных гидротермально-метасоматических процессов. Кроме того, родонит отмечается в скарнах, некоторых пегматитах и гидротермальных жильных образованиях. Область практического применения силикатных марганцевых руд крайне ограничена.

Родонит используется как облицовочный материал и в качестве ювелирно-поделочного сырья. Родониты Усутайского месторождения находили применение на Улан-Удэнской фабрике художественных изделий и сувениров для изготовления настольных приборов и ювелирных изделий.

На изготовление настольных приборов идут крупные образцы родонита обычно пятнистой, полосчатой, разноцветной окраски. Размер заготовки 30x30x20 см. На мелкие ювелирные изделия применяют участки мономинерального родонита розового цвета однородной окраски или осложненной гидроокислами марганца. Размер заготовки 10x10 см.

Цвет обработанных изделий мономинерального родонита светло-розовый, близкий к цвету родонита из месторождений Алтын-Тапкан (Таджикистан). В отдельных образцах родонит близок по цвету орлецу Малосидельниковского месторождения.

Отрицательными качествами Усутайского родонита является сравнительно малое количество материала с выдержанной яркой окраской, повышенная трещиноватость и сильная окисленность по трещинам. Обработке материал поддается хорошо. Среди мастеров камнерезов и художников Усутайский родонит оценивается весьма положительно за декоративность, полируется до зеркального блеска.

В виду того что наша ювелирная промышленность остро нуждается в отечественном родонитовом сырье, считаем актуальным проведение комплексных поисково-ревизионных работ на родонит Усутайского месторождения.

Основным поставщиком родонита на мировой рынок является Австралия и Мадагаскар. В Австралии он встречается на месторождениях марганца в Квинсленде и Новом Южном Уэльсе, а также на крупнейшем месторождении Брокен-Хилл. Австралийский родонит относится к высококачественному сырью, сопоставимому с родонитом Урала. Ежегодно из Австралии и с о. Мадагаскар на мировой рынок поступает около 20-30 т различного по качеству родонитового сырья.

Россия поставляет ограниченное количество родонитового сырья на мировой рынок, так как знаменитые месторождения Среднего Урала отработаны или не разрабатываются. Эталонное Малосидельниковское месторождение отработано к 1981 г. Почти за 200 лет было добыто около 1,5 тыс. т кондиционного орлеца. Кургановское месторождение отработывалось с 1976 по 1994 г. Добыто 1100 т сортового камня. В 1994 г. работы на месторождении были прекращены. Бородулинское месторождение в настоящее время не разрабатывается. Общие запасы 1,5 тыс. т сортового камня.

Российская камнерезная промышленность работает на материале старых запасов (70-80-е годы XX в.). Сотни тонн орлеца до сих пор хранятся на складах производственных организаций и оттуда поступают на внутренний и мировой рынок цветного камня.

Таким образом, на Усутайском месторождении выявлено более 30 тел родонитсодержащих пород с общими запасами около 2,5 тыс. м куб. Тела образуют линзы, гнёзда, прослойки. Из общих запасов 232 м³ представляют роговики, состоящие на 50-85% из родонита. Прогнозные

ресурсы родонита определены в 4400 т. Породы имеют красивый розовый цвет, кристаллическое сложение. Учитывая значительные ресурсы и хорошие показатели качества сырья, Усуйское месторождение является одним из наиболее перспективных объектов на территории Восточной Сибири и Забайкалья. В данное время запасы родонита других месторождений отработаны или не разрабатываются.

1. Гусев Ю.П. О литологии и марганценосности Итанцинской свиты верхнего протерозоя хр. Морского (Юго-западного Забайкалья) // Рудоносность и структуры рудных месторождений БурАССР. Улан-Удэ: Изд-во БФ СО АН СССР, 1970. С. 19-27.

2. Юргенсон Г.А. Ювелирные и поделочные камни Забайкалья. Новосибирск: Наука, 2001. 388 с.

ФУНДАМЕНТАЛЬНАЯ ПРОБЛЕМА СООТНОШЕНИЯ РУДОГЕНЕЗА И ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

А.А. Амиржанов

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

В целом для Сибирской платформы отсутствует ясная картина пространственно-временных, генетических соотношений между трапповой формацией и эндогенным магнетитовым Fe-оруденением так называемого «ангаро-илимского типа» (Коршуновское месторождение и др.).

Ранее была приведена [4] новая система (или концепция) представлений на широкий спектр дискутируемых вопросов; в частности таких, как геоструктурное положение месторождений, природа руд, так называемых «скарнов», рудолокализирующих структур, соотношение процессов рудогенеза и траппового магматизма. По комплексу признаков для Fe-оруденения доказана фоскоритовая природа, т.е. месторождения представляют собой верхушки, «уши» не вскрытых на юге платформы (в отличие от её севера) щелочно-ультраосновных комплексов (ЩУОК), что вполне согласуется с выделяемой особой разновидностью месторождений, называемых «отщеплёнными» [8], с прослеживанием руд в фундаменте платформы (мощность осадочного чехла около 3 км), крайне высокой текучестью преимущественно оксидных (ферритных, на основе феррит-иона $Fe_2O_4^{2-}$) фоскоритовых расплавов, обусловленной наличием летучих компонентов, включая водород [3]. Уникальные реологические свойства фоскоритовых расплавов объясняют как формирование в Ангарской провинции крупных вертикальных и горизонтальных рудных тел, в том числе подсиловых залежей, так и отсутствие в диатремах продуктов быстро полимеризующихся силикатных магм ультраосновного, щелочно-ультраосновного, щелочного составов. Автономность фоскоритовых расплавов также вполне согласуется с наблюдаемыми соотношениями между породами в ЩУОК, со значительной вертикальной протяжённостью ЩУОК, около 10 км [11], по другим данным значительно больше [9]. В отличие от месторождений юга Сибирской платформы (Иркутская обл., юг Красноярского края) ЩУОК и Fe-рудные месторождения в них севера платформы вскрыты, что обусловлено высокой проницаемостью коры в связи с перикратонными (Енисейско-Хатангский окраинный прогиб) и субмеридиональными структурами (Таймыро-Байкальский вулканогенный пояс или линеамент и др.). Здесь же наряду со ЩУОК (Маймеча-Котуйская провинция), проявилась богатая палитра магматических формаций, в частности, ультраосновные-основные породы, а также пермо-триасовые кимберлиты (Далбыхский район Маймеча-Котуйской провинции).

Концепция не является вполне достроенной, поскольку специфические соотношения руд с траппами не установили характер связи между этими магматитами, хотя генетическая связь отрицается. Тем не менее, для отображения этих соотношений было введено понятие «петрологическая вилка», суть которого в том, что фоскориты во времени зажаты между трапповыми силлами, прорываемых диатремами, и более поздними магматитами значительно более пёстрого, чем силлы, состава. Последние проявлены в виде жил, даек, туффизитоподобных пород, постепенно переходящих в дайки. В отличие от раскристаллизованных траппов первой фазы, которые в диатремах представлены разнообломочным материалом, обычно сильно замещённым Са-Mg-метасоматитами, пострудные магматиты плохо раскристаллизованы и слабо изменены; например, весьма показательна сохранность интерстициального стекла в пикритах Капаевского месторождения, обнаруженных в мощной рудно-метасоматической зоне. Наоборот, воздействие пострудных магматитов проявляется в формировании апофоскоритов клинопироксеновой фации, т.е. в заме-

щении более ранних апофоскоритов серпентиновой и хлоритовой фаций. Петрографически этот ретроградный процесс выражен в замещении апофорстеритовых серпентиновых или серпентин-хлоритовых псевдоморфоз агрегатами клинопироксена, часто высокотемпературного высокоглиноземистого (фассаитового) [1].

Пострудные магматиты в диатремах изучены недостаточно. Это касается вопросов их систематики и ряда петрологических характеристик, в т.ч. генезиса. Исследование пород существенно осложняется процессами брекчирования, явлениями метасоматоза, в том числе калиевого, который отчетливо фиксируется в связи с процессами карбонатизации [2].

Главная особенность диатремовых базальтоидов – повышенная щелочность [12], отличающая их от базитов (силлы, дайки) раннего этапа позднепалеозойско-раннемезозойской эпохи тектономагматической активизации Сибирской платформы (рис. 1).

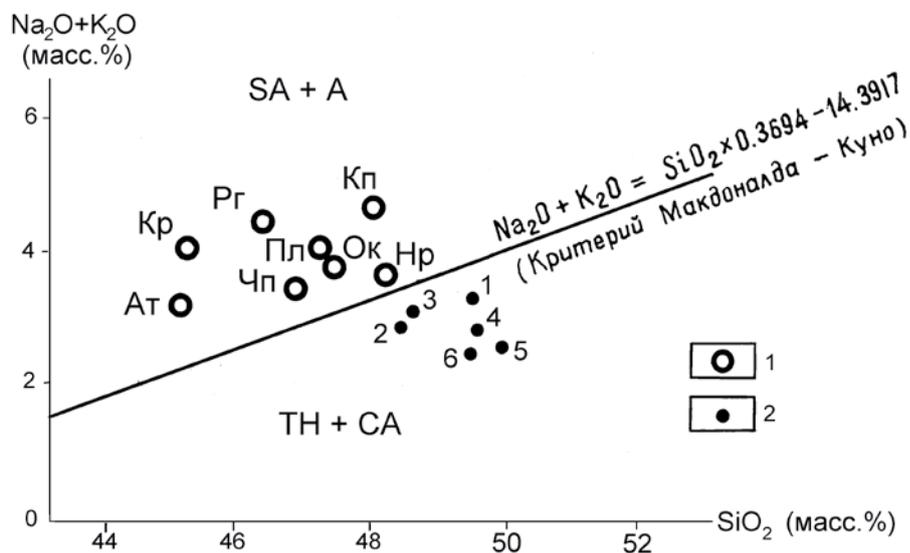


Рис. 1. Составы базитов (I) и трапповых силлов (II). Кр – Коршуновское, Рг – Рудногорское, Нр – Нерюндинское, Кп – Капаевское, Пл – Поливское, Ок – Октябрьское, Ат – Атавинское; силлы из палеозойских свит: 1 - ийской, 2 - братской, 3 - ярской, 4 - тушамской, 5 - катской, 6 - бургуклинской [1]. SA+A - поле пород субщелочной и щелочной серий, ниже - толеитовой и известково-щелочной.

Породы характеризуются широкими вариациями содержаний SiO_2 (от пикритовых до щелочно-гранитных составов) и щелочности (рис. 2). Максимум SiO_2 – 70.11% (Na_2O – 5.08; K_2O – 6.68) отмечается в обломке пантеллерита эффузивного облика из чашеобразной структуры Капаевского месторождения.

Ультрабазиты представлены пикритовыми порфиритами, обнаруженными на глубоких горизонтах Капаевского и Коршуновского месторождений. Их минеральный состав: форстерит – 40-45%, клинопироксен – 30-35%, шпинель (3-5%), магнетит (2-4%); апатит, перовскит, сфалерит; до 9% составляет высокоглиноземистое стекло. Отличительные особенности пород – высокая магнезиальность, крайне низкая щелочность, незначительные содержания элементов группы Fe. Пикриты, цементирующие базальтоиды, являются одними из наиболее поздних проявлений диатремового магматизма. Т.е. подтверждается антидромный характер магматизма – от трахибазальтов до пикробазальтов [12], но спектр магматитов необходимо расширить – по крайней мере от пикритов до калиевых трахитов и натриевых дацитов.

Полистадийность магматизма, выраженная как в геологических взаимоотношениях магматитов, так и многофазном строении туфогенных образований, отражена в формировании пород резко варьирующей щелочности – натриевой ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 4$), калиево-натриевой ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1-4$) и калиевой серий ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 1$) (рис. 3). Как видно, в месторождениях преобладают низкоглиноземистые, а также меланократовые магматиты К-Na- и К-серий. Одними из ярких представителей базальтоидов Na-серии являются глобулярные анальцимовые тефриты, анальцимиты базанит-фонолитового типа флюидно-магматической ликвации [5].

Породы калиевой серии представлены пикробазальтами (MgO – 10.40, K_2O – 2.72, Na_2O – 0.46), базальтами, трахибазальтами, шошонитами (SiO_2 – 52.19, MgO – 8.93, K_2O – 4.84, Na_2O – 1.41), латитами (SiO_2 – 56.40, K_2O – 3.01, Na_2O – 3.77) и К-трахитами (SiO_2 – 56.50, K_2O – 6.00, Na_2O – 2.83). Калиевые базальтоиды распространены, например, в Рудногорском месторождении – K_2O 2.23-6.42, Na_2O 0.37-3.06, среднее $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (из 25 ан.) – 3.79. Калиевые пикробазальты

встречены в одном интервале с пикритами (12 м по скважине), в связи с чем можно предполагать принадлежность пикритовых порфиритов к калиевой серии. Породы шошонитового состава отмечались в виде автокластов туффизитоподобных пород, образующих дайку в Нерюндинском месторождении; туффизитоподобные породы нередко также характеризуются, наряду с базальтоидами, преобладанием калия.

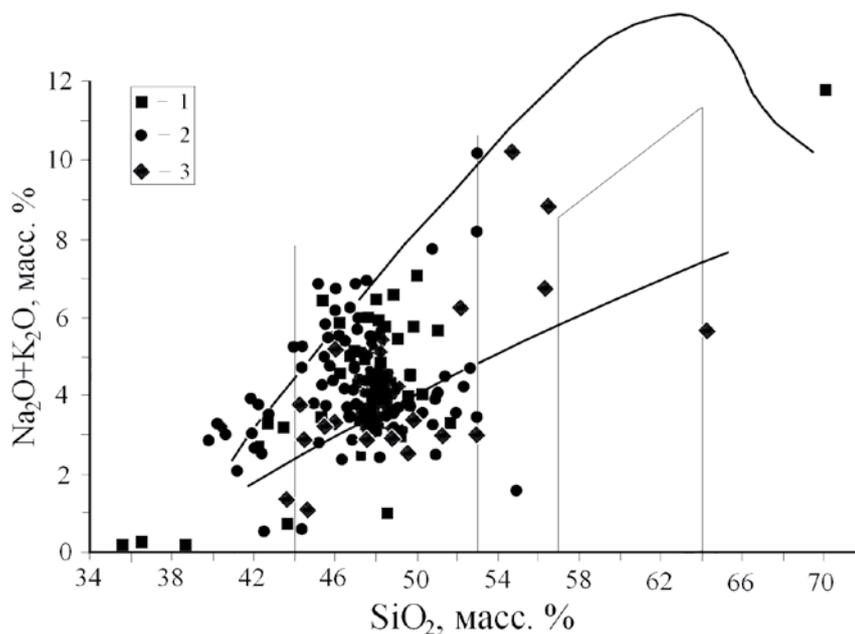


Рис. 2. Вариации химизма магматитов из Капаевского (1), Рудногорского (2) и Нерюндинского (3) месторождений.

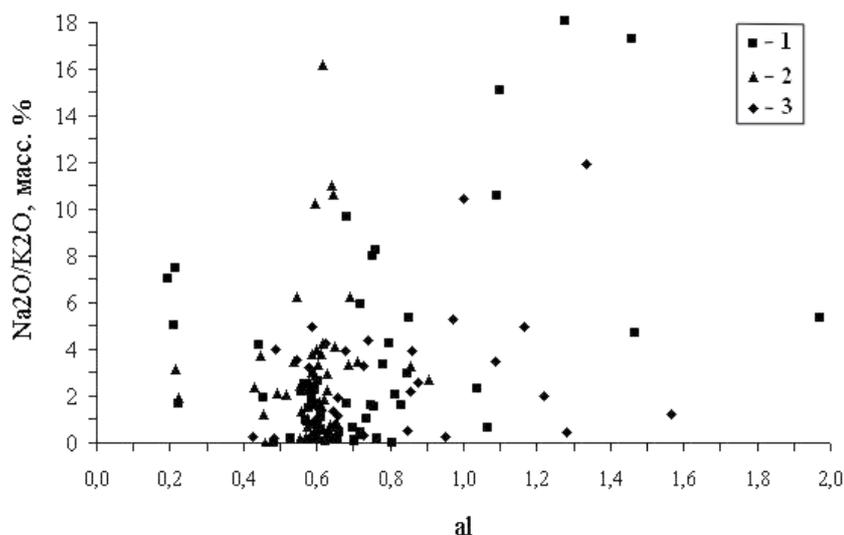


Рис. 3. Соотношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ и глиноземистости (al) в магматитах Капаевского (1) Коршуновского (2) и Нерюндинского (3) месторождений.

В Нерюндинском месторождении обнаружен сиенит, состав которого (%): ортоклаз – 45-50, КПи – 20, олигоклаз – 10, амфибол (актинолит) – 5-7, кварц – 3-5, биотит – 3-5, рудный – 7-10, апатит, сфен. Сиенит содержит (мас. %) SiO_2 – 54.82, K_2O – 8.19, Na_2O – 2.01; $\text{al} = 0.95$, $\text{K}_\phi = 0.85$. Обломки сиенитов наряду с гранитами, кварцитами отмечались в Коршуновском месторождении [7]. Ксенолиты К-трахитов отмечены также в туфобрекчиях из диатрем Непско-Гаженовского рудного района. Находки сиенитов и трахитов могут иметь важное значение согласно двум вариантам: 1) трахиты и сиениты принадлежат щелочной оливин-базальтовой (трахиандезитовой) формации платформ и последние являются гомеогенными включениями в субщелочных туфах; 2) сиениты (или сиенит-фениты?) относятся к глубинным ЩУОК.

В расшифровке связи рудогенеза с траппами важное значение имеет динамика магматизма. Необходимо обратить внимание на расширение спектра составов, антидромность магматизма,

возрастание калиевоности, катастрофическую удельную экспозицию траппового магматизма. Все эти факты вкупе с синхронностью Fe-оруденения с трапповым магматизмом, их геоструктурным контролем единой системой линейных элементов позволяет увязывать рудогенез с траппами определенным способом. Такой способ исключает модели непосредственной генерации руд из трапповых магм, поскольку ликваты имели бы существенно титаномагнетитовый состав, тогда как рудные концентраты содержат первые десятые процента TiO_2 [13]. Неприемлемы также механизмы экстракции Fe из железистых кварцитов фундамента, поскольку диатремовые образования имеют базификатный (Fe, Mg, Ca) профиль [6].

Базификация чехла Сибирской платформы как процесс гомогенизации слоистой осадочной толщи является органическим, взаимоувязанным процессом с процессами флюидно-магматической проработки более глубинных литосферных уровней, приводящей к повышенной сейсмической прозрачности и размывости границы М в рудных районах Сибирской платформы [10]. С учетом катастрофичности трапповых проявлений следует с большой долей вероятности предполагать, что процессы эндогенного Fe-рудогенеза обусловлены возникновением в литосфере очагов щелочно-ультраосновных магм под воздействием подлитосферных трапповых линз (именуемых «астенолинзы», «астеносферные подушки» и т.д.).

В заключение необходимо подчеркнуть, что эндогенные железорудные месторождения Сибирской платформы вследствие их специфических соотношений с трапповым магматизмом необходимо выделить в качестве особого вида мобилизаторов. В данном случае глубинные траппы являются спусковым крючком (триггером) для генерирования рудоносных ЩУОК. Механизм флюидно-магматической генерации ЩУОК в толще литосферы подтверждается их удивительной петрологической универсальностью, проистекающей из строгой детерминированности условий формирования ЩУОК в достаточно простой системе – астенолинза, среда и факторы генерации.

1. **Амиржанов А.А.** Геохимия и минералогия пород фоскоритовой серии и связанных с ними метасоматитов в железорудных месторождениях Ангарской провинции // Автореф. дис. на соиск. к. г.- м. н. Иркутск. 1996.

2. **Амиржанов А.А.** Ангарская провинция как структурно-вещественный таксон Сибирской платформы // Щелочные комплексы Центральной Сибири: Сб. науч. тр. Красноярск: Красн. отд. Всерос. Минер. О-ва РАН, 2003. С. 55-67.

3. **Амиржанов А.А.** Признаки глубинной дегазации в рудоносных диатремах Ангарской провинции // Материалы Всерос. конф. «Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезисы», 22-25 апреля. М.: ГЕОС, 2008. С. 29-32.

4. **Амиржанов А.А.** Новая концепция минерализации юга Сибирской платформы // Геология, минерализация и перспективы развития минерально-сырьевых ресурсов. Мат-лы междунар. научн.-практ. конф. «Сатпаевские чтения». Алматы, 2009. С. 131-136.

5. **Амиржанов А.А., Воронцов А.Е.** Петрохимические особенности процессов ликвации в щелочных базальтоидах из диатрем юга Сибирской платформы // Геохимия. 1982. № 10. С. 1510-1516.

6. **Амиржанов А.А., Фон-дер-Флаасс Г.С., Торбеева Т.С.** Рудно-метасоматический комплекс диатрем Ангарской провинции как продукт «базификации» осадочного чехла Сибирской платформы // Мат-лы II Всерос. симп. по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 464-468.

7. Ангаро-Илимские железорудные месторождения трапповой формации южной части Сибирской платформы / **Антипов Г.И., Иващенко М.А., Корабельникова В.В. и др.** М., 1960.

8. Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. 720 с.

9. **Егоров Л. С.** Ийолит-карбонатитовый плутонизм. Л.: Недра, 1991. 260 с.

10. **Павленкова Н.И.** Дегазация Земли как источник расслоенности верхней мантии, землетрясений и формирования месторождений // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезисы. Тез докл. М., 2008. С. 377-380.

11. **Фролов А.А., Толстов А.В., Белов С.В.** Карбонатитовые месторождения России. М.: НИИ-Природа, 2003. 494 с.

12. **Фон-дер-Флаасс Г.С., Никулин В.И.** Атлас структур рудных полей железорудных месторождений. Иркутск: ИГУ, 2000. 192 с.

13. **Чубаров В.М., Финкельштейн А.Л., Амиржанов А.А.** Определение отношения $FeO/Fe_2O_3^{tot}$ в железных рудах по эмиссионным линиям К-серии рентгеновского флуоресцентного спектра // Аналитика и контроль. 2009. Т. 13. № 3. С. 141-146.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТРУДНООБОГАТИМЫХ МАРГАНЦЕВЫХ РУД СУНГАЙСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ

Ю.М. Астахова, Ю.Н. Шувалова

Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья
им. Н.М. Федоровского, Москва, astachova_j@mail.ru

Отсутствие в России высококачественных, не требующих обогащения или легкообогащаемых марганцевых руд привело к необходимости вовлечения в промышленную переработку нетрадиционных типов сырья - бедных, низкокачественных и труднообогащаемых руд с достаточно сложными минеральным составом и строением. Поэтому в настоящее время проводится геолого-экономическая переоценка ранее разведанных, но по различным причинам не учтенных Государственным балансом объектов. К их числу относится Сунгайское рудопроявление, расположенное в центральной части Салаирского кряжа, сложенное вулканогенно-осадочными отложениями аламбайской свиты венд-нижнекембрийского возраста с наложенными кремнистыми корами выветривания мел-палеогенового возраста. Марганцевые тела приурочены к тектонической минерализованной зоне дробления, сформированной кварцитовыми брекчиями, сцементированными оксидами марганца. Во ВНИИ минерального сырья в рамках геолого-экономической переоценки Сунгайского рудопроявления проведено минералого-технологическое изучение окисленных марганцевых руд с целью создания эффективной технологии их переработки.

Комплексом современных минералого-аналитических методов выявлены и изучены особенности руд, влияющие на их поведение в технологических процессах и определяющие качество продуктов обогащения.

Технологические пробы сформированы кусками, обломками и желваками окисленных марганцевых и железо-марганцевых руд, имеющих разнообразные текстуры: массивную, пятнистую, брекчиевидную, колломорфную. Руды сложены мелкозернистыми, скрытокристаллическими полиминеральными агрегатами, состоящими из оксидов и гидроксидов марганца и железа.

Марганцевые руды по минеральному составу относятся к псиломелан-гидрогетитовому типу. Особенностью руды является высокое содержание порообразующих минералов. Главными рудными минералами являются псиломелан, гетит, пиролюзит. В подчиненном количестве присутствуют тодорокит, литиофорит, криптомелан. Главными порообразующими минералами является кварц, каолинит, в незначительном количестве отмечаются гидрослюда, хлорит.

Псиломелан ($m\text{MnO} \cdot \text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) - главный рудный минерал, слагает матрицу руды, образует массивные агрегаты и концентрические зоны различной мощности в почковидных выделениях, в тесной ассоциации с тодорокитом, литиофоритом. Отмечаются прожилки в обломках кремнистых пород, в которых он присутствует совместно с пиролюзитом и их цементирует. Плотность 3,35-4,31 г/см³, микротвердость 520-600 кгс/мм², удельная магнитная восприимчивость $10 \cdot 10^{-8}$ м³/кг

Пиролюзит (MnO_2) встречается в подчиненном количестве, представлен скрытокристаллической, тонко-мелкокристаллической разновидностями. Пиролюзит присутствует в концентрических слоях в колломорфных рудах в тесной ассоциации с псиломеланом. Он образует прожилки, выполненные скрыто-тонкокристаллическим агрегатом, в котором отмечаются индивидуализированные зерна клиновидной формы. Плотность 3,91-4,72 г/см³, микротвердость 690-740 кгс/мм², удельная магнитная восприимчивость $30 \cdot 10^{-8}$ м³/кг.

Минералогические особенности руды, в частности, сложный текстурный рисунок, обусловленный тесным срастанием рудных минералов, близость их физических свойств позволяют говорить о невозможности селективно выделить конкретные марганцевые минералы.

В то же время многочисленные тонкие включения кварца в рудных агрегатах, вероятно, не позволят полностью от него избавиться. Однако присутствие крупных выделений оксидов и гидроксидов марганца в кремнистом и глинисто-кремнистом материале позволяет говорить о возможном извлечении марганцевых минералов механическими методами обогащения.

ХЛОРИТОИДЫ ЧЕРЕМШАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КРЕМНЕЗЕМНОГО СЫРЬЯ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Д.Ц. Аюржанаева

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

Большинство находок хлоритоида связано с породами, подвергшимися региональному или контактовому метаморфизму. По Халфердалу, ассоциации минералов, сопровождающих хлоритоид, различны в месторождениях различных генетических типов и зависят главным образом от числа компонентов в системе (при условии равновесия) и РТ условий метаморфизма. В породах низкой ступени метаморфизма хлоритоид сопровождается кварцем, хлоритом, мусковитом, окислами железа, реже каолинитом и диаспором. В породах высокой ступени метаморфизма хлоритоид ассоциирует с кордиеритом, алмандином, ставролитом, кианитом и др. В четырехкомпонентной системе (метаморфизм осадков, содержащих только FeO, Al₂O₃, SiO₂, H₂O) в ассоциации с хлоритоидом будут находиться минералы, в состав которых входят только эти компоненты: андалузит, пирофиллит, алмадин, железистый кордиерит, кианит, ставролит. Хлоритоидсодержащие породы сильно отличаются и по степени метаморфизма и по составу. При метаморфизме низкой ступени кварцсодержащих пелитовых осадков образуются хлоритоидсодержащие сланцы с кварцем, мусковитом, хлоритом, магнетитом, ильменитом. В зависимости от особенностей состава исходного осадка могут образоваться также гематит, рутил, эпидот, карбонаты, минералы Mn и др. Породы с хлоритоидом, образовавшиеся в условиях низкой степени метаморфизма, наиболее распространены. На Украине таковы хлоритоид-магнетит-хлоритовые сланцы и хлоритоид-магнетит-карбонатные роговики Кривого Рога, кварц-хлорит-серицитовые сланцы с хлоритоидом в докембрийской железокремнистой формации Белозерского месторождения, хлоритоид-кварц-серицитовые сланцы нескольких свит верхнего протерозоя Енисейского кряжа. Сланцы и филлиты с хлоритоидом давно известны в Центральной Европе: в Монте-Феноле (Франция); Арденнах (Бельгия, Франция); в Рёрсдорфе и на Гарце (Германия); в итальянских Альпах; в районе Фазортштайна и Готтарда (Швейцария); в районах Тинтагел, Скидау и на Шетландских о-вах (Шотландия); в Китаками (Япония) и др. [2].

На Черемшанском месторождении кремнеземного сырья хлоритоиды обнаружены впервые в метаморфических породах итанцинской свиты селенгинской серии.

Месторождение представляет собой пласт кварцитов мощностью 20-50 м, прослеженный с юга на север на расстояние 8 км среди осадочно-метаморфической толщи верхнего протерозоя, состоящей из пород итанцинской (PR₂it) силикатной и бурлинской (PR₂bl) существенно карбонатной свит. Пласт кварцитов приурочен к сочленению этих свит и повторяет их пликвативные структуры с углами падения слоев от 20 до 60°. Силикатные породы итанцинской свиты на контакте с бурлинской представлены пачкой черных углистых серицит-кварцевых сланцев, кварц-серицитовых сланцев, филлитов, хлоритоид-андалузит-серицит-кварцевых сланцев, хлоритоид-андалузит-кварц-серицитовых сланцев, хлоритоид-серицитовых кварцитов, кварцитов, серицитовых кварцитов, метапесчаников мощностью более 300 м. Черные углисто-серицит-кварцевые сланцы - тонкорассланцованные породы с микролепидогранобластовой структурой и сланцеватой текстурой, содержащие прожилки кварца. Их минеральный состав: кварц – 50-60 %; серицит – 30-35 %; плагиоклаз – 3-5 %; углисто-графитовый материал – до 7 % и рудные минералы до 1-3 %. Хлоритоид-серицитовые кварциты: кварц – 60%, серицит – 20%, хлоритоид – 15%, аксессуарные минералы представлены рутилом, цирконом, монацитом, пиритом. Хлоритоид-андалузит-серицит кварцевые сланцы: кварц – 30%, хлоритоид – 30%, андалузит – 30%, серицит - 7%, аксессуарные минералы – 3%. Хлоритоид-андалузит-кварц-серицитовые сланцы: кварц – 15%, серицит – 40%, андалузит – 20%, хлоритоид – 20%, аксессуарные минералы – 3%. Филлиты – зеленовато-серые тонкочешуйчатые с шелковистым блеском на поверхностях сланцеватости породы. Кварц – 40%, серицит – 50%, хлорит – 7%. Кварциты - в основном массивные плотные породы белого, желто-белого и серого цветов. Местами в белых и желтоватых кварцитах имеются мелкие коричневые и черные оспины, размером в первые миллиметры, сложенные гетитом и манганитом.

В кровельной части пласта кварцитов сохранились реликты незамещенных кварцем песчаников. Реликты песчаников, “пропитанных” гидроксидами железа и не “пропитанных”, в виде овоидов, подобных по форме гальке, часто встречаются в белых кварцитах. Изредка они образуют конгломератовидные скопления. Перекрывающие кварцитовый пласт породы в основном представлены доломитами бурлинской свиты. Местами непосредственно на кварцитах залегают серицитовые и карбонат-кварц-серицитовые сланцы, а выше по разрезу – доломиты.

Интрузивные образования на месторождении представлены гранитоидами баргузинского (γPR₂br), витимканского (γPZ₁vt) и мезозойского комплексов. Баргузинские гранитоиды огнейсо-

ваны, местами рассланцованы и окварцованы. Они представлены дайками плагиогранитпорфиров, микроплагиогранит-порфиров и кварцевых порфиров. В виде останцов от замещения среди гранитоидов баргузинского комплекса встречаются мелкие тела габбро и габбро-диоритов икатского комплекса ($\delta PR_2 ik$). Витимканские гранитоиды мелко-среднезернистые, от лейкократовых гранитов до гранодиоритов с широким по составу дайковым комплексом [3]. К мезозойским интрузиям отнесены гипабиссальные дайковые образования, представленные липаритами, кварцевыми порфирами, плагиогранит-порфирами, дацитовыми порфиритами и монцонитами. Они слагают жило-, дайко- и штокообразные крутопадающие тела, преимущественно субмеридионального простирания.

Хлоритоиды на месторождении обнаружены в силикатной толще итанцинской свиты в хлоритоид-андалузит-серицит-кварцевых сланцах, хлоритоид-андалузит-кварц-серицитовых сланцах, хлоритоид-серицитовых кварцитах. Хлоритоид в этих породах представлен в виде небольших порфирибластов и сноповидных агрегатов длиннопризматических кристаллов, очень слабо ориентированных по отношению к сланцеватости или совсем не ориентированных. Хлоритоид ассоциирует с кварцем, серицитом, андалузитом, гематитом, рутилом, монацитом, цирконом, ксенотимом. Зерна хлоритоида содержат включения кварца, рутила, серицита, монацита.

На Черемшанском месторождении в пачках переслаивания кварцитов с филлитами обычно наличие серицита и хлорита, увеличение которых проявилось появлением переходных к филлитам разностей. С уменьшением кремнезема в кварцитах обычно возрастает содержание глинозема, щелочей и титана. В мусковитовых кварцитах прямой положительной корреляцией связаны Al_2O_3 и K_2O , входящие в состав мусковита. При избытке глинозема в кварцитах появляются такие минералы, как хлоритоид, гранат, кианит, андалузит, силлиманит, ставролит. В целом содержание глинозема в кварцитах колеблется в широких пределах – от первых десятков долей процента в мономинеральных разновидностях до 33-34% в кианитовых кварцитах, относящихся уже к глиноземистым породам. Как это следует из химического состава хлоритоида, исходная порода должна быть богатой железом и глиноземом и, в то же время, бедной магнием, кальцием и щелочами.

Вероятно, хлоритоид-андалузит-серицит-кварцевые сланцы и хлоритоид-андалузит-кварц-серицитовые сланцы образовались в результате среднетемпературного метаморфизма филлитов, а хлоритоид-серицитовые кварциты – серицитовых кварцитов, т.к. биотит, хлоритоид, кианит, андалузит, ставролит, плагиоклаз, микроклин, эпидот, роговая обманка, амфиболы тремолит-актинолитового ряда, грюнерит, куммингтонит, алмадин, гематит, магнетит получают развитие в условиях среднетемпературных фаций метаморфизма. Возможно, при дальнейшем исследовании вмещающих пород будут обнаружены другие глиноземистые минералы, такие, как кианит, ставролит и др.

Состав и микроструктурные особенности минералов изучены на электронном сканирующем микроскопе LEO-1430 VP (LEO Electron Microscopy Ltd.) с энергодисперсионным анализатором.

1. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Перев. с англ., изд-во «Мир». М. 1965, 1, С.371.

2. Минералы. М.: Наука, 1972. Т. 3. С. 883.

3. Царев Д.И., Хрусталева В.К., Гальченко В.И., Дугарова Д.Ц. Новые генетические данные о генезисе Черемшанского месторождения кремнеземного сырья (Западное Забайкалье) // Геология рудн. месторождений. 2007. Т. 49. № 4. С. 334-345.

КОМПЛЕКСНОЕ ВАНАДИЙ-ЖЕЛЕЗОТИТАНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Р.А. Бадмацзыренова, М.В. Бадмацзыренов

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

Титаномагнетитовые руды в настоящее время являются одним из ведущих промышленных типов железорудных месторождений и основным видом минерального сырья для получения ванадия. Ильменит-титаномагнетитовый тип этих руд - важный источник получения титана. Они традиционно относятся к позднемагматическому классу магматогенных месторождений, пространственно и генетически связаны с ультрабазит-базитовыми комплексами.

Титаномагнетитовые месторождения разведаны во многих странах мира: ЮАР, Канаде, Норвегии, КНР, Украине. В России известны в Карелии, на Кольском полуострове и Урале, в Западной и Восточной Сибири, на Дальнем Востоке.

В структуре запасов титана и ванадия титаномагнетитовые руды занимают значительную долю:

за рубежом с этим промышленным типом связано 6,5% подтвержденных запасов железных руд, около 60% запасов TiO_2 и более 90% запасов V_2O_5 ; в России эти цифры составляют соответственно: 13, 48 и 92%.

Руды титаномагнетитовых месторождений комплексные железо-титан-ванадиевые. Содержание и соотношение титана, ванадия и железа в них варьирует в широких пределах: они могут быть существенно титановыми или существенно железо-ванадиевыми. Промышленную ценность месторождений повышает наличие ванадия. Кроме того, в ряде месторождений выявлены извлекаемые количества Sc, Cu, Co, Ni, Au, Pt, Pd и др. В рудных и породообразующих минералах содержится скандий в ильменитах (60-80, до 500 г/т) и в пироксенах (до 240 г/т). Этот тип руд может стать основным источником большого количества сравнительно дешевого скандия. Кроме того, руды титаномагнетитовых месторождений содержащих апатит, могут обогащаться с получением из них концентрата, содержащего 36-38% P_2O_5 . С учетом значительных объемов добычи руд при освоении титаномагнетитовых месторождений (10-50 млн. т в год), они могут стать одним из основных источников фосфатного сырья регионального значения. Из вмещающих пород некоторых месторождений (Куранахское, Джугдурская группа), возможно попутное получение глиноземсодержащего сырья, отходы обогащения состоящие из «чистых» анортозитов содержат 24-26% Al_2O_3 и менее 3% SiO_2 .

Наиболее яркими примерами освоения и промышленного использования титаномагнетитовых руд за рубежом являются месторождения Бушвельдского массива (ЮАР), Лак-Тио (Канада), Паньжухуань (КНР) и др.

Для получения товарных титановых шлаков используются лишь богатые по титану руды (сод. $TiO_2 > 30\%$) канадских месторождений. Остальные, за исключением ильменит-титаномагнетитовых, перерабатываются только на железо и ванадий. Руды, содержащие свободный ильменит, могут подвергаться специальному обогащению для его выделения (месторождения США, Финляндии, Норвегии, Украины, России).

При содержании в титаномагнетитовых рудах (концентратах) TiO_2 выше 4,0% возникают трудности в процессе доменной выплавки чугуна. Руды и концентраты с более высокими содержаниями TiO_2 могут использоваться в доменном процессе в шихте с обычными железными рудами. Для самостоятельного использования богатые по железу руды, особенно содержащие ильменит, должны подвергаться предварительному обогащению с целью получения ильменитового концентрата и снижения содержания TiO_2 в титаномагнетитовом продукте.

Россия, наряду с Канадой, ЮАР, КНР и др. странами, обладает огромными запасами титаномагнетитовых руд - около 50% их мировых запасов. Всего на территории России выявлено, разведано и в различной степени оценено более 40 месторождений титаномагнетитов. Важной особенностью титаномагнетитов является возможность отработки этих месторождений открытым способом. Главными минералами этих месторождений являются титаномагнетит, ильменит, реже перовскит, магнетит и апатит. Государственным балансом запасов полезных ископаемых РФ на 01.01.2008 г. учтены запасы железных руд 7 титаномагнетитовых месторождений (Гусевогорское, Собственно Качканарское, Первоуральское, Висимское, Гора Малый Куйбасс, Чинейское, Куранахское), и запасы титаномагнетита в 2 месторождениях комплексных апатит-нефелиновых руд (Юкспорское, Кукисвумчорское). Запасы титана учтены в 5 месторождениях, в том числе 3 представленные ильменит-титаномагнетитовыми рудами (Медведевское, Чинейское, Копанское), 1 - титаномагнетитовыми (Подлысанская группа) и 1 - апатит-ильменит-титаномагнетитовыми (Кручининское). Запасы титана учтены также в двух аллювиальных титаномагнетит-ильменитовых россыпях - бассейна р. Ай на Урале и Ариадненское на Дальнем Востоке.

В пределах Гусино-Удинской минерагенической зоны расположены Арсентьевское месторождение, Верхне-Зуйское проявление и Оронгойский пункт минерализации, генетически связанные с габброидами первой фазы бичурского комплекса. Оруденение отметил В.А. Обручев в 1885-1895 гг., указавший на шпиль магнитного железняка в габброноритах Арсентьевского интрузива. В 1956-1958 гг. Д.Д. Сагалуев провел геологическую съемку масштаба 1:200 000, поисково-разведочные работы выполнили Е.С. Пинчук в 1956 г., К.Б. Булнаев в 1957 г., В.Н. Гусельников в 1957 г., Н.М. Ивченко и Л.Г. Извеков в 1959 г. В 1967 г. поисково-оценочные работы проведены Э.Л. Прудовским. Массивам и оруденению посвящены работы С.М. Смирнова и А.И. Перельгиной [2], О.А. Богатикова [1] и других исследователей.

Арсентьевский массив расположен на юго-восточном склоне центральной части хребта Моностой, в 4-5 км к западу и северо-западу от сел Арсентьевка и Сутой. Занимает площадь около 20 км², сложен породами габброидной и сиенитовой серий. Основные рудные минералы представлены магнетитом и ильменитом. В рудах Арсентьевского месторождения в небольших количествах присутствуют сульфиды: пирит, пирротин, халькопирит, марказит и пентландит; часто отмечаются апатит и зеленая шпинель. На месторождении выделено 17 рудных зон мощностью 11-300 м и протяженностью 132-1040 м. В пределах этих зон выделяется более 90 тел вкрапленных, густовкрапленных и сливных руд. Содержание оксида титана во вкрапленных рудах - 3-7%, густовкрапленных - 7-15%,

сливных – 10-18%. Содержание железа соответственно 10-25%, 20-40% и 30-55%. Наиболее распространены вкрапленные руды. Забалансовые запасы Арсентьевского месторождения категории C_1+C_2 составляют: титана – 3,5 млн. т (при бортовом содержании оксида титана 4%); железа – 17,8 млн. т (при среднем содержании Fe_2O_3 20,78%); пятиокси фосфора – 2,9 млн. т (при среднем содержании 2,39%), пятиокси ванадия – 69,6 тыс. т (при среднем содержании 0,058%).

Оронгойский массив расположен в крайней северо-западной части хребта в 2 км к востоку от п. Нижний Убукун. Занимает площадь около 20 км². Сходен с Арсентьевским, но преобладают лейкократовые габброиды. Все разновидности габброидов в том или ином количестве содержат вкрапленность и гнезда титаномагнетита и ильменита. Отмечены линзовидные тела густовкрапленных и небольшие по мощности жилы сплошных руд среди роговообманково-пироксеновых габбро.

Зуйский массив расположен в центральной части хребта Моностой. Обнаженная габброидная часть интрузива занимает площадь около 8 км². Преобладают сильно дифференцированные габбро с отчетливо выраженной трахитоидностью и полосчатостью. Наиболее распространены оливиновые габбро с послойным обогащением титаномагнетит-ильменитовой минерализацией, переходящие в феррогаббро. Для центральной части массива характерно грубополосчатое строение и наличие участков, обогащенных рудным компонентом. Содержание TiO_2 в мелковкрапленной руде от 7 до 11%.

Иройский массив – крупный габбро-сиенитовый интрузив с рассеянной вкрапленностью ильменита и титаномагнетита. Наиболее обогащены отдельные мелкие тела пироксенитов, иногда переходящие в сплошные ильменит-титаномагнетитовые руды. Отмечена незначительная примесь ванадия. Проявление Иройское приурочено к контакту монционитов бичурского интрузивного комплекса с кристаллическими известняками темникской свиты. Рудные тела представляют собой крутопадающие жилы или вытянутые штокообразные тела. Мощность рудных тел 12-35 м, в раздувах до 40-45 м, протяженность достигает 120 м. Руды преимущественно сливные. Минерализация представлена магнетитом, титаномагнетитом и ильменитом. По данным химического анализа, содержание оксида титана в рудах составляет 5-10%, оксида железа 50-55%.

Таким образом, использование титаномагнетитовых руд как железорудного сырья можно считать задачей, решенной промышленностью: например, в Уральском регионе они являются ведущим типом руд, обеспечивающим 86% добычи железных руд. Важным условием их использования является обязательное обогащение руд с целью получения низкотитанистого (до 2-3% TiO_2) титаномагнетитового концентрата.

В месторождениях титаномагнетитовых руд необходимо выделять богатые ильменитсодержащие типы, позволяющие при обогащении получать ильменитовые концентраты, являющиеся наиболее качественным сырьем для получения пигментного диоксида титана по сернокислотной технологии. Требуется изучения возможность использования титаномагнетитовых концентратов: для переработки их на титановые шлаки, титановые пигменты и другую титановую продукцию.

Неуклонное возрастание роли титаномагнетитовых руд в добыче железорудного, титанового и ванадиевого сырья – реальность XXI века. Это обусловлено, во-первых, истощением запасов магнетитовых руд для открытого способа добычи. Во-вторых, благодаря своим горно-геологическим и минералого-технологическим особенностям – широкому распространению, крупным запасам, сравнительно простому геологическому строению (I и II группа по сложности); возможностям открытого способа отработки, простой технологии обогащения, позволяющей получать железорудные концентраты с низкими содержаниями вредных примесей – серы и фосфора, высокой комплексности руд, использованию отходов (щебень и др.). Пристальное внимание следует уделить оценке возможностей использования анортозитов, содержащих более 24% Al_2O_3 , как сырья для производства глинозема.

Комплексный характер этих руд, содержащих редкие, благородные и цветные металлы, повышает интерес недропользователей к этому виду сырья. Железо-титан-ванадиевые и ильменитовые концентраты, несомненно, представляют интерес как выгодная экспортная продукция. Еще больший интерес представляет продукция последующих переделов – титановый шлак, тетрахлорид титана, пигментный диоксид титана, титановая губка, а также чугуны, ванадиевый шлак и др.

1. **Богатиков О.А.** Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1966. 240 с.

2. **Смирнов С.М., Перелыгина А.И.** О некоторых основных чертах строения и рудоносности массивов основных и средних пород в хребте Моностой (Бурятская АССР) // Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка. 1959. № 6. С. 3-12.

НОВЫЕ И НЕТРАДИЦИОННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АПАТИТА ЗАБАЙКАЛЬЯ

Е.В. Беляев

ФГУП «Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых», Казань, root@geolnerud.net

Преобладающая и наиболее качественная часть разведанных запасов апатитовых руд, а также вся промышленная добыча фосфорного сырья сосредоточены в европейской части Российской Федерации (Мурманская область). Месторождения и проявления Восточной Сибири и Дальнего Востока, обладающие значительным ресурсным потенциалом, расположены в промышленно неосвоенных районах, что делает возможность вовлечения их в эксплуатацию нереальной в ближайшие годы.

На территории Забайкалья находится крупное промышленное Ошурковское месторождение апогаббрового сиенито-диоритового геолого-промышленного типа, представленное мономинеральными хорошо обогатимыми апатитовыми рудами. Вовлечение его в эксплуатацию сдерживается экологическими причинами. На территории Бурятии известно еще несколько недостаточно изученных проявлений близкого типа (Телегинское и др.). В пределах Забайкальского края расположено небольшое по масштабам Кручининское месторождение, сложенное бедными хорошо обогатимыми апатит-ильменит-титаномагнетитовыми рудами, основной причиной, тормозящей освоение которого, является комплексность сырья. Близким по составу является требующее дополнительного геологического изучения Аленгуйское проявление. Ряд различных по масштабам, вещественному составу и качеству руд проявлений, известных на территории Забайкалья (Сакунское, Муруринское, Третьяковское и др.), имеют неопределенные перспективы и в обозримом будущем не могут быть вовлечены в эксплуатацию.

В сложившейся ситуации актуальной становится проблема выявления новых потенциальных источников апатитового сырья. В частности, в последние годы появились материалы, свидетельствующие о возможности обнаружения апатитовых месторождений в связи с архейскими зеленокаменными вулканогенно-осадочными комплексами и мезозойскими вулканогенными формациями.

Апатитоносные зеленокаменные пояса

Промышленные месторождения апатита Российской Федерации и мира сосредоточены преимущественно в пределах рифтогенных структур кристаллических щитов и их склонов [4]. Данное обстоятельство послужило основанием для выдвижения зеленокаменных поясов, представляющих также структуры рифтогенного ряда, в качестве нового потенциального источника апатитового сырья [1]. Не оцененные по масштабам рудопоявления апатита приурочены к метавулканогенно-осадочным комплексам Алданского, Карельского и Анабарского кратонов России [5].

Зеленокаменные пояса западной части Алданского кратона группируются в Чаро-Олекминскую зеленокаменную область, основанием которой служат нижнеархейские тоналито- и гранито-гнейсовые («серогнейсовые») комплексы с наложенными приразломными зеленокаменными структурами. В метавулканогенных комагнит-пикрит-базальтовых породах, выполняющих зеленокаменные прогибы (Саймаганский, Олондинский, Субганский и др.), установлены многочисленные слабо изученные рудопоявления (рис. 1). Так, в северной части Саймаганского трога локализуется Холболок-Урагинское проявление. Слагают структуру терригенные, карбонатные, кремнистые и вулканогенные комплексы пород формации высокоуглеродистых двулюдяных и высокоглиноземистых сланцев и кварцитов (AR_2), измененные в зеленосланцевой, реже амфиболитовой фациях метаморфизма. Продуктивная толща прослежена по простиранию на 30 км при суммарной мощности фосфатсодержащей части разреза около 1000 м. Апатитоносными являются кварц-диопсидовые и кварц-диопсид- кальцитовые разности пород, залегающие в виде отдельных рудных залежей протяженностью до 3 км и мощностью 3-7,5 м (суммарно до 70 м) среди слюдисто-графитисто-кварцевых сланцев, кварцитов и скарнированных известняков субганского структурно-формационного комплекса (AR_2). Содержания P_2O_5 в рудах колеблются от 8,2 до 20,5 %.

Выделяются апатит-карбонатные и апатит-силикатные разности руд. Руды апатит-силикатного состава представлены мелко- и микрзернистыми тонко- и нечеткослоистыми кальцит-допсид-кварцевыми скарнами и апатитовыми кварцитами. Содержание P_2O_5 в них меняется от 8,61 до 20,50% (среднее 12,8%). Руды второго типа – существенно кальцитовые с тремолитом, диопсидом, актинолитом, полосчатые и неяснополосчатые породы; преимущественно мелко- и микрзернистые, реже неравномернозернистые с прослоями микрзернистого апатита. Содержание P_2O_5 в рудах составляет 1,2-8,1% (среднее 4,6%).

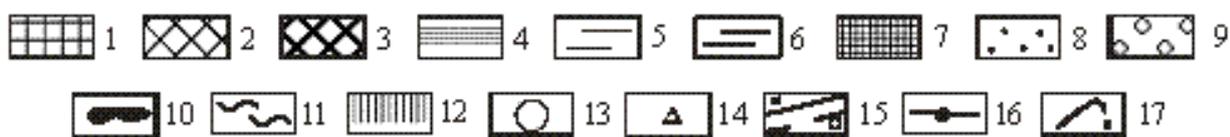
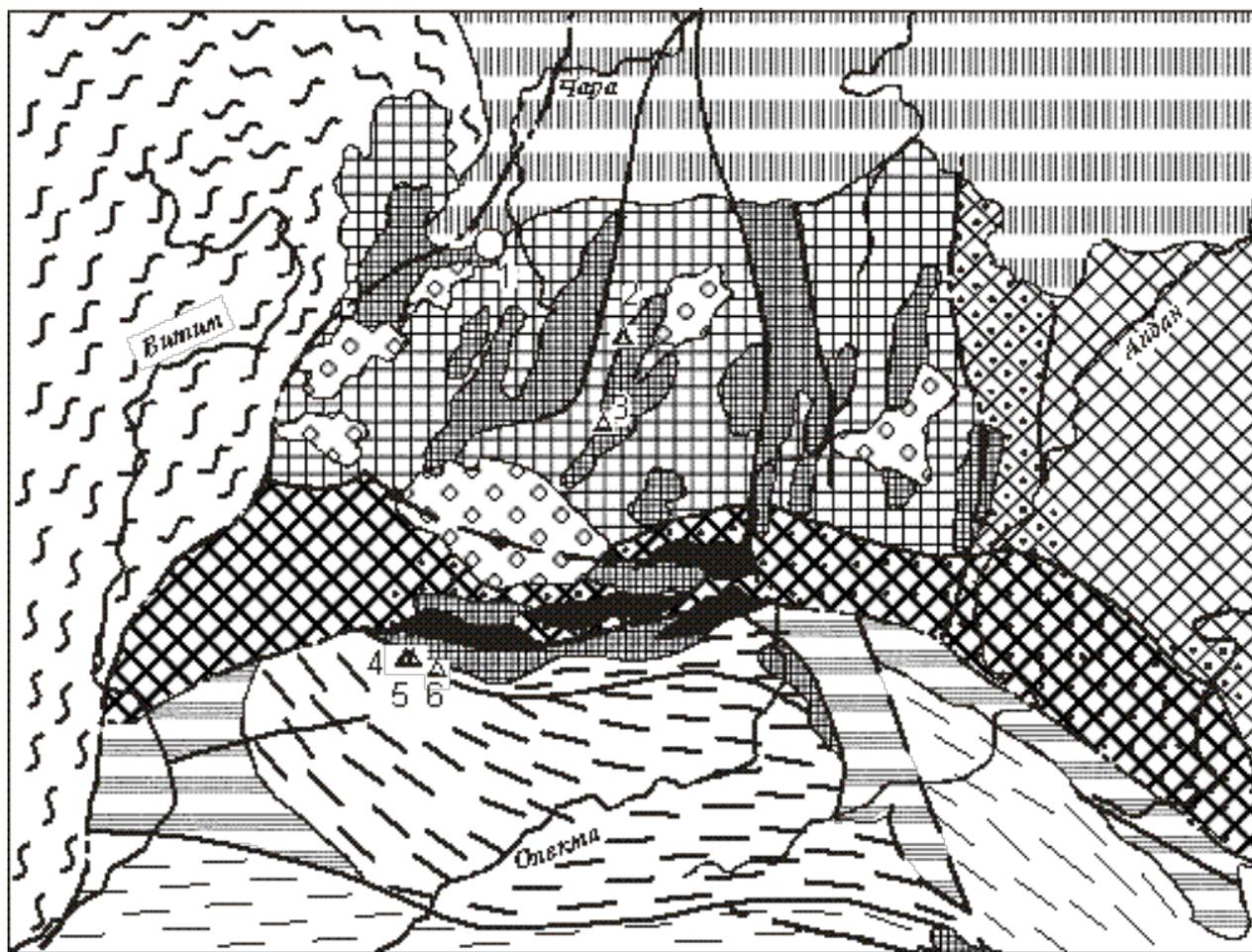


Рис. 1. Схема геологического строения западной части Алданского кратона [5]

1-3 - протомассивы фундамента (AR_1): 1 - гранито-гнейсовые, 2 - гнейсово-гранулитовые сиалические, 3 - то же, фемические; 4 - выступы фундамента гранулитовые (AR_1); протогeosинклинальные системы фундамента (AR_2): 5 - амфиболит-гнейсовые фемические, 6 - то же, сиалические; 7 - зеленокаменные метавулканогенные ультрамафитовые пояса (AR_2), 8 - тектоно-термальные пояса (AR_2), 9 - протоплатформенные прогибы и впадины осадочные (PR_1), 10 - анортозитовые массивы (AR_2), 11 - фанерозойские складчатые области, 12 - платформенный чехол, 13 - разломы (а - архейские, б - протерозойские); 13 - рудопроявления апатита (1 - Урагинское); 14 - пункты минерализации апатита (2 - Олондинский, 3 - Тарын-Юряхский, 4 - Тукагачинский, 5 - Уиканский, 6 - Тепраканский), 15 - разломы (а - архейские, б - протерозойские), 16 разломы полихронные, 17 - коллизионные швы.

Лабораторно-технологические испытания (АТСИЦ ФГУП «ЦНИИгеолнеруд») показали хорошую обогатимость руд (содержание P_2O_5 в концентрате 35% при извлечении 80%) по флотационной схеме, при этом апатит-силикатные разности являются легкообогатимыми, апатит-карбонатные – среднеобогатимыми.

Прогнозные ресурсы категории P_3 (53 млн. т P_2O_5 при среднем содержании пятиоксида фосфора 15%) Холболук-Урагинского проявления позволяют предполагать возможность открытия здесь промышленного месторождения. Минерагенический потенциал всей прогнозной площади оценивается в 400 млн. т P_2O_5 .

Апатитоносные вулканогенные формации

Перспективными в отношении апатитоносности представляются более молодые мезозойские комплексы. В частности, в свое время авторы поднимали вопрос о повышенной апатитоносности эффузивов трахибазальтовой формации Юго-Западного Забайкалья и Кузнецкого Алатау [2].

В Юго-Западном Забайкалье ниже-среднемезозойские и верхнемезозойские эффузивы трахи-

базальтовой формации развиты в пределах Селенгинского и Верхне-Джидинского ареалов вулканизма. С нижне-среднемезозойскими образованиями (трахиандезитобазальты, эссексит-диабазы, банакиты, трахибазальты и др.) установлены два апатитопоявления – Торейское и Цакирское (рис. 2).

Торейское апатитопоявление имеет площадь порядка 8,5 км² и складывается переслаивающимися лавовыми потоками мощностью от 2 до 10 м. Сравнительно повышенной апатитонасыщенностью характеризуются эссексит-диабазы (1,3-2,1% P₂O₅) и трахидолериты (1,3-1,9%). В диабазах, базальтах и банакитах содержания P₂O₅ несколько ниже (1,2-1,7), а ортофирах и трахитах составляют уже 0,4-1,2%. Среди субвулканических образований сравнительно высокими концентрациями апатита (2-7%) характеризуются вогезиты, слагающие дайки мощностью 2-3 м.

Цакирское апатитопоявление (площадь 14,5 км²) приурочено к эффузивной толще мощностью 250-400 м Санагинской моноклинальной структуры. Апатитовая минерализация обнаружена в банакитах (1,1-1,5% P₂O₅), шонкинитах и эссексит-диабазлах (0,9-1,2% P₂O₅).

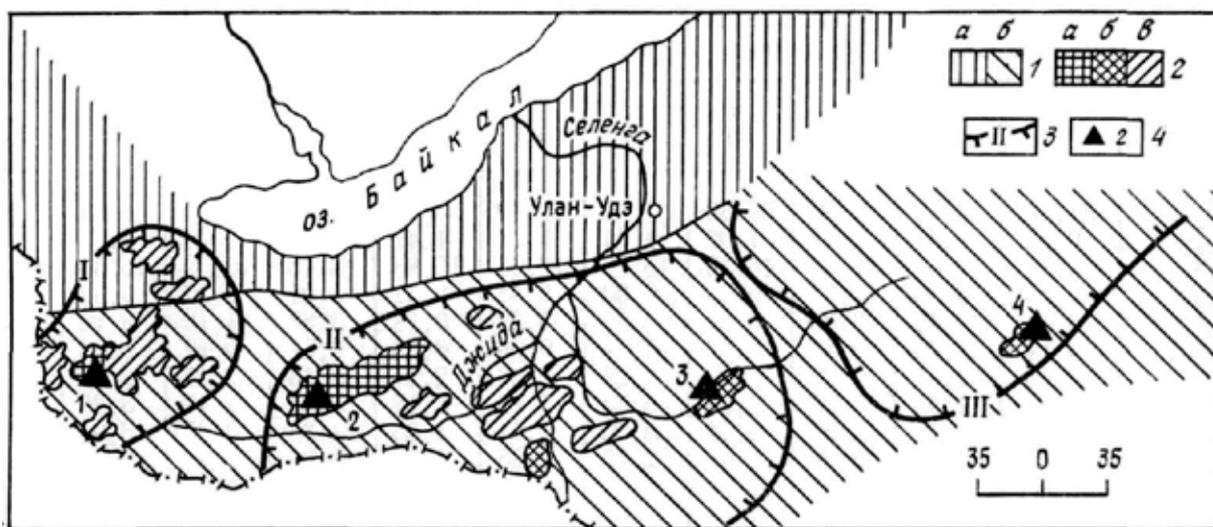


Рис. 2. Схема размещения полей трахибазальтовой формации Юго-Западного Забайкалья [2].

1 - граница складчатых областей: а - Саяно-Байкальской, б - Селенгино-Яблонево-Якутской; 2 - трахибазальтовая формация: а - ранне-среднемезозойская, б - поздне-мезозойская, в - кайнозойская; 3 - ареалы вулканизма (I - Верхнеджидинский, II - Селенгинский, III - Хилокский); 4 - апатитопоявления (1 - Цакирское, 2 - Торейское, 3 - Зардаминское, 4 - Арейское).

Поздне-мезозойская трахибазальтовая формация наиболее распространена в пределах Селенгинского вулканического ареала и представлена слабо дифференцированными потоками общей мощностью до 1500 м. В данных эффузивах выявлены Зардаминское и Арейское апатитопоявления.

Зардаминское апатитопоявление (площадь 9 км²) приурочено к вулканогенным комплексам суммарной мощностью 1000-1500 м, выполняющим Малетинскую впадину. На проявлении преобладают трахидолериты, несколько уступают им банакиты, меньше распространены трахиандезиты, шонкиниты, трахиандезитобазальты. Сравнительно высокие концентрации апатита характерны для всех разновидностей пород (1,2-1,6% P₂O₅).

На *Арейском апатитопоявлении* (площадь 4 км²) вулканогенные образования слагают покровы мощностью 30-40 м, сложенные преимущественно трахибазальтами и гиалобазальтами с устойчиво повышенным (1,5-1,8%) содержанием P₂O₅.

Апатитопоявление Мираж, расположенное в 0,5 км юго-восточнее пос. Краснокаменск, связано с верхнемезозойскими вулканиками. Среднее содержание P₂O₅ в рудах составляет 9,5%, прогнозные ресурсы оцениваются в 0,5 млн. т P₂O₅ [3].

Минерагенический потенциал рассеянной апатитовой минерализации в мезозойских вулканогенных породах значителен. Весьма вероятна возможность нахождения промышленных концентраций апатита в благоприятных структурно-вещественных ловушках.

Связь апатитовой минерализации с вулканогенными комплексами различного возраста и состава отмечается на Кольском полуострове, Урале, Северном Кавказе, Алтае, Кузнецком Алатау, Приморье, Чукотке и других регионах.

В заключение необходимо подчеркнуть, что стратегической задачей развития минерально-сырьевой базы фосфатных руд РФ должно стать изменение концепции приоритетности предприятий-гигантов по добыче и переработке руд. Современные реалии требуют развития средних и мелких горнодобывающих, обогатительных и перебатывающих предприятий, лучше приспособленных к условиям экономического кризиса. Отсюда вытекает необходимость существенной переориентации

геологоразведочных работ, направленной на вовлечение в сферу опоискования и оценки средних и мелких месторождений апатита. В качестве подобной альтернативы для более детального изучения предлагаются архейские зеленокаменные комплексы и мезозойские вулканогенные формации субщелочного и базальтоидного состава Забайкалья.

Автор выражает искреннюю признательность своему покойному другу и учителю Р.М. Файзуллину за постоянное внимание и всестороннюю поддержку в разработке поставленной проблемы.

1. **Беляев Е.В.** Апатитоносность метавулканогенных зеленокаменных поясов Карелии: постановка проблемы // *Метаморфизм вулканогенно-осадочных месторождений. Тез. докл. Междунар. конф. Петрозаводск, 1996. С. 78-79.*

2. **Беляев Е.В., Файзуллин Р.М.** Апатитоносность трахибазальтовой формации Юго-Западного Забайкалья и Кузнецкого Алатау // *Советская геология. 1991. № 3. С. 20-25.*

3. Минерально-сырьевые ресурсы Читинской области. Современное состояние и перспективы освоения // **Чечеткин В.С., Асосков В.М., Воронова Л.И. и др.** Чита, 1996. 126 с.

4. **Файзуллин Р.М., Беляев Е.В., Садыков И.С.** Количественные соотношения апатитового оруденения кратонных и рифтогенных рудно-формационных комплексов щитовых провинций // *Отечественная геология. 2001. № 2. С. 17-20.*

5. **Belyaev E.V.** Apatite-bearing greenstone belts in Russia // *Russian Geology and Geophysics. 2010. № 51. P. 857-862.*

ПЕРСПЕКТИВЫ ДОРАЗВЕДКИ ГОРЯЧИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Е.В. Борхонова, Г.И. Татьков, Г.И. Чебаков, Ц.А. Тубанов
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, borhonova@mail.ru

В Бурятии, на побережье озера Байкал с 2009 г. ведется строительство туристско-рекреационной зоны. Цель ее создания - формирование центра международного туризма на востоке России для повышения конкурентоспособности туристского и санаторно-курортного продукта, как на российском, так и на зарубежном уровне с использованием уникального природного объекта – озера Байкал. По мнению разработчиков проекта, туристско-рекреационный потенциал территорий, располагающихся на побережье Байкала, позволит успешно развивать лечебно-оздоровительный, экологический, горнолыжный, экскурсионный, круизный, религиозный виды туризма. В связи с этим особой привлекательностью для развития лечебно-оздоровительного направления туризма является наличие на осваиваемых территориях термальных вод.

Близость к разворачивающемуся строительству Горячинского месторождения термальных вод позволяет рассматривать его как перспективный объект для расширения спектра услуг на базе организации здесь на высоком уровне SPA-курорта.

Горячинское месторождение термальных вод находится на северной окраине пос. Горячинск (Прибайкальский район, РБ), в 1000 м от побережья оз. Байкал. Его разведка была проведена в начале 60-х годов прошлого века. На сегодняшний день здесь функционирует бальнеологический курорт республиканского значения - «Горячинск». Расширение возможностей курорта видится нам в возможности доразведки месторождения - расширения границ и приращения его эксплуатационных запасов.

Геологическое строение месторождения представлено образованиями архейского возраста, интрузивными породами позднего палеозоя [2] ранее датировавшиеся как верхнепротерозойские [1] и перекрывающими их осадочными отложениями четвертичного возраста (рис. 1).

Архейские образования (AR) на участке месторождения сохранились в виде небольших ксенолитов в интрузивных породах позднего палеозоя, сложенных темно-серыми, почти черными, крепкими, местами тонкослоистыми амфиболитами.

Нижнечетвертичные отложения (Q₁₋₂) были вскрыты в процессе разведки месторождения рядом скважин на небольшом участке у термального источника. К отложениям условно нижнечетвертичного возраста отнесены песчаники. Эти образования в большинстве своем разнородные, серые, темно-серые, полимиктовые, крепкие, местами трещиноватые, состоят исключительно из продуктов разрушения нижележащих пород. Следует отметить, что эти образования отмечены только на участке месторождения и нигде более в районе работ не вскрывались. Цемент песчаников представлен десмином с примесью гидроокислов железа – веществ, связанных с деятельностью термальных источников. Не исключено, что песчаники являются продуктом цементации четвертичных песков более позднего возраста десмином термальных источников только в нижней части песчаного разреза.

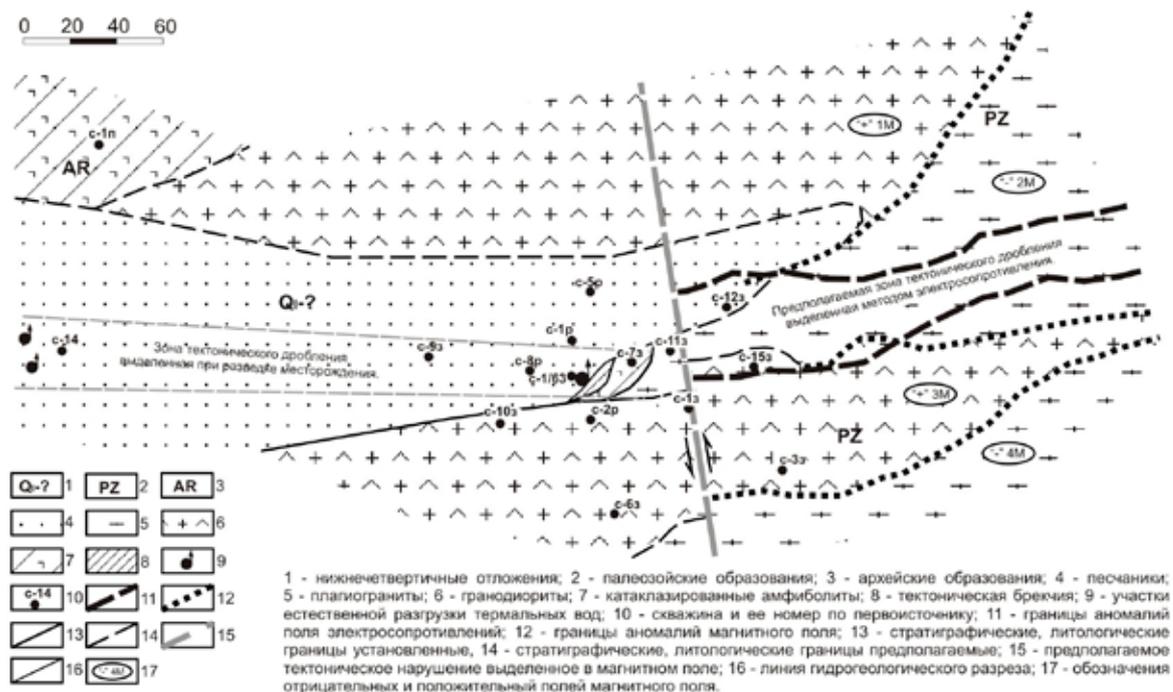


Рис. 1. Схематическая карта геологических условий Горячинского месторождения термальных вод и его восточной окраины.

Верхнечетвертичные отложения (Q_{III}) представлены аллювиальными, озерными, озерно-аллювиальными отложениями, сложенными преимущественно песками с редкими примесями гравия, гальки. Мощность отложений на участке разведки увеличивается в запад-северо-западном направлении от 2,5 до 14,4 м.

Интрузивные образования (PZ_2) представлены плагиогранитами, гнейсоплагиогранитами, кварцевыми диоритами, сиенит-диоритами, гранодиоритами, амфиболитами позднего палеозоя.

На участке месторождения скважинами вскрыты жильные тела, сложенные пегматитами предположительно мезозойского возраста.

Тектоническое строение. В процессе разведки месторождения геофизическими исследованиями (методом электроразведки), бурением скважин, гидрогеологическими работами в пределах очага разгрузки термальных вод была установлена зона тектонического нарушения. Нарушение типа сброса имеет субширотное направление с падением плоскости сместителя в северном направлении под углом 700.

Крутопадающий сброс, имеющий значительную амплитуду смещения и глубокое заложение, по мнению геологов, разведывавших месторождение, был заложен в мезозое [1]. В это время, согласно истории геологического развития региона, господствовали тектонические движения, формирующие нарушения типа сбросов. В дальнейшем по этому сбросу произошло внедрение интрузий (жильных тел, сложенных пегматитом) и дальнейшие движения блоков по плоскости сброса. Усилившиеся тектонические движения в кайнозое подновили существующий разлом, тем самым создали благоприятные условия для выхода подземных вод, обладающих повышенной температурой (54°C).

Месторождение термальных вод связано с подземными водами, разгружающимися по этому крутопадающему сбросу.

Подъем терм осуществляется по зоне разлома, они близ поверхности формируют в потоке грунтовых вод коры выветривания и горизонта четвертичных отложений куполообразную структуру.

По мнению многих исследователей, образование терм происходит за счет инфильтрации атмосферных вод на значительные глубины, их прогрева под влиянием геотермического градиента.

По химическому составу воды сульфатные натриевые при минерализации 0,64 г/дм³. Термам свойственна высокая щелочность (pH-9,2) и высокое содержание кремнекислоты (0,078 г/дм³). Газовый состав – азотный. Температура терм на выходе составляет 52-53,8°C, дебит – 1200 м³/сут.

Осенью 2009 г. Геологическим институтом СО РАН на восточной окраине месторождения был проведен комплекс геофизических работ. Цель этих исследований заключалась в изучении геолого-структурных условий восточной оконечности месторождения, прослеживании дальнейшего распространения крутопадающего сброса, с которым связан выход терм.

Геофизические работы включали:

- высокоточную магниторазведку с протонными магнитометрами «МИНИМАГ»;

- электроразведку методами вызванной поляризации по схеме срединного градиента (ВП-СТ);
- СЭП и ВЭЗ с аппаратурой низкой частоты ЭИН-209М.

Магнитное поле ΔT , отсчитанное от среднего по участку $T=60$ 100 нТл, изменяется от -450 до 450 нТл.

В положительном поле проявились две аномалии – в север-северо-западной («+»1М) и южной («+»3М) частях участка исследований (рис. 1). Их значения в среднем составляли $T=60$ 500 нТл ($\Delta T=400$). Аномалия в южной части, согласно изученному в процессе разведки геологическому разрезу (скв. 1з, 3з, 15з), соответствовала распространению гранодиоритов, по аналогии с этим вторая аномалия интерпретирована как аномалия так же соответствующая породам среднего состава – гранодиоритам, диоритам.

Отрицательное поле было выделено в центральной части участка («-» 2М) и южнее его («-» 4М). Значения поля в среднем составили 59 800 нТл ($\Delta T=-300$). По данным бурения (скв. 11з), в отрицательном магнитном поле в центральной части участка исследований вскрываются немагнитные кислые породы – плагиограниты. По аналогии с этим участком, было предположено, что в отрицательном поле расположенном южнее, так же распространены плагиограниты.

В западной части участка исследований (в районе скв. 1з, 11з) в графиках магнитного поля выделяется линейная неоднородность, которую можно интерпретировать как субмеридиональное тектоническое нарушение. Это нарушение сечет зону разлома субширотного простирания в районе выхода термального источника. Наличие этой неоднородности уверенно прослеживается в магнитном поле участка представленного в виде изолиний.

Электросопротивление в пределах участка изменялось от 700 до 3000 Ом. В его центральной части уверенно выделяется зона пониженного сопротивления, которая в западной части участка исследований примыкает к зоне крутопадающего тектонического нарушения, по ширине практически соответствуя последней. Но ее осевая часть несколько смещена севернее осевой линии зоны разлома. Из этого было сделано предположение, что зона пониженного сопротивления является тектоническим нарушением – продолжением зоны крутопадающего разлома, но смещенной к северу на 10-15 м. Очевидно, что смещение произошло по предполагаемой линии разлома, которая проявилась в виде линейной неоднородности в магнитном поле. Общее простирание зоны пониженного сопротивления незначительно отличается от простирания установленной зоны разлома, оно – северо-восточное. Прослеженная длина зоны - 200 м, ширина от 25 до 40 м.

Представленная на рисунке схематическая карта геологических условий участка исследований, примыкающего к восточной оконечности месторождения термальных вод, основана на геофизических данных и не противоречит изученному бурением строению месторождения.

Опираясь на геофизические данные, можно предположить следующее. Зона тектонического нарушения мезозойского возраста (термовыводящий разлом), в результате тектонических процессов в кайнозой была рассечена субмеридиональным нарушением (в районе выхода источника) и ее восточная часть была смещена вдоль плоскости сместителя севернее на 10-15 м. Таким образом, существует возможность вскрытия термальных вод и на участке термовыводящей зоны, смещенной севернее по субмеридиональному разлому.

Для подтверждения данных геофизики необходимо бурение одной поисковой скважины глубиной до 50-70 м.

1. Арутюнянц Р.Р. Арутюнянц Р.Г. Сводный отчет о результатах гидрогеологических работ по разведке и каптажу термальных вод курорта Горячинск. 1964.

2. Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Хромов А.А., Сергеев С.А. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 156-180.

НОВЫЕ И ТРАДИЦИОННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КВАРЦЕВОГО СЫРЬЯ ПРИБАЙКАЛЬЯ

Н.Г. Быдтаева, Р.А. Киселева

Центральный научный исследовательский институт геологии нерудных
полезных ископаемых, Казань, bdt-aleks@mail.rut

Прибайкальская провинция является одной из перспективных территорий РФ на высококачественное кварцевое сырье. В ее пределах были выявлены площади развития безрудных кварцевых

жил и открыты месторождения и проявления гранулированного кварца [7, 8]. В состав Прибайкальской провинции входит Северо-Западный, Патомский и Гарганский кварценозные районы.

Кварцевые проявления Северо-Западного кварценозного района объединены в 3 кварценозных зоны: Даванскую, Абчадскую (Тыйско-Неручандинскую) и Баргузино-Янчуйскую, которые локализируются в зонах влияния серии глубинных разломов, проявленных на контакте докембрийских и палеозойских пород.

Даванская кварценозная зона состоит из двух тектонических блоков, сложенных породами Чуйской серии (PR_1) - гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами. В южном блоке Даванской зоны открыто два месторождения: Гуджекитское, Надежное и проявление Одиночное.

Месторождение Гуджекитское локализуется в зоне смятия в породах Чуйской серии, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации, с наложенным метаморфизмом зеленосланцевой фации. Присутствие в составе жиловмещающего комплекса гранитоидов приводит к появлению в кварце значительного количества полевого шпата и биотита. Кварц месторождения характеризуется низким коэффициентом светопропускания (52%) и высоким содержанием элементов-примесей (до 230 ppm). В соответствии с этими показателями и с учетом геологической обстановки нахождения месторождение неперспективно для получения ОЧК концентратов. Запасы месторождения могут быть отнесены к рядовому кварцевому сырью для плавки.

Месторождение Надежное залегает в диафторированных гнейсах, амфиболитах. Кварцевые жилы нередко разлинзованы и будинированы. Кварц отличается высокой прозрачностью, но содержит в повышенном количестве алюминий.

Проявление Одиночное, локализующееся в северном блоке Даванской зоны, расположено на контакте пород Чуйской и Патомской метаморфических серий. Жилы проявления сложены гранулированным кварцем умеренной прозрачности с высоким содержанием алюминия.

Абчадская кварценозная зона приурочена к зоне влияния одноименного глубинного разлома, проявленного на контакте гнейсов и сланцев. Основное количество кварцевых проявлений размещено вдоль Абчадского глубинного разлома и в субпараллельных ему разломах. В северной части Абчадской зоны выявлено месторождение Тыйское, которое локализуется в измененных кристаллических сланцах, кварцитах, амфиболитах авкитской и тыйской свит. Характерно присутствие в разрезе известняков, способствующих химической чистоте кварца. Кварц отличается высокими качественными характеристиками: коэффициент светопропускания составляет 70-90%, низкое содержание элементов-примесей.

В Баргузино-Янчуйской кварценозной зоне находится Чулбонское месторождение, крупнейшее по запасам в провинции. Продуктивная кварцевая минерализация, в виде тел неправильной формы, заполняет межбудинное пространство дислоцированных, разлинзованных углистых доломитов сланцево-карбонатной толщи. По содержанию элементов-примесей кварц относится к химически чистому, но содержит в повышенном количестве остаточную флюидную фазу (ГЖВ), поэтому не может быть использован в качестве особо чистого кварцевого плавочного сырья.

Патомский кварценозный район как перспективный на высококачественное кварцевое сырье был выделен Малышевым А.Г. [7]. Район расположен между Лево-Миньским и Мамским глубинными разломами северо-восточного простирания, которые сформировали шовную зону, со сложно дислоцированным структурно-метаморфическим комплексом. Северо-западная (секущая) система разломов (Хайвергинский-Нечерский) сформировала вторичные зоны дислокаций, благоприятных для локализации жильного кварца. Субширотным Верхне-Таймендринским разломом район разделен на Северный и Южный блоки. Северный блок признан неперспективным на ОЧК. Южный блок имеет сложный структурный план, обусловленный совмещением линейных и кольцевых разрывов, с формированием локальных зон сжатия. В этом блоке локализованы наиболее перспективные поля: Анахчи-Чипикетское и Мара-Таймендринское, приуроченные к метаморфическим породам Патомской серии, с будинами известняков и дистенсодержащих гнейсов. Наличие последних указывает на метаморфические преобразования в условиях высоких давлений [6]. Породы сформировались в условиях высокого давления летучих, при преобладающей роли в составе флюида H_2O и CO_2 . Этот фактор и создает благоприятные условия для формирования жил повышенной химической чистоты.

В пределах Маро-Таймендринского поля кварцевые жилы приурочены к породам бугарихтинской свиты - массивным, крупнозернистым гравелитам, песчаникам с редкими прослоями углистых сланцев. На них надвинуты тектонические чешуи, сложенные биотит-гранатовыми, биотитовыми, хлорит-биотитовыми сланцами с прослоями деформированных известняков и дистенсодержащих гнейсов. Кварцевые жилы сложены гранулированным кварцем высокой прозрачности, минеральной и химической чистоты, без полевых шпатов.

Анахчи-Чипикетское кварцево-жильное поле локализуется в тектоническом блоке, сложенном породами бугарихтинской и хайвергинской свит, рассланцованными, с образованием будинированных прослоев известняков и дистенсодержащих сланцев [9]. В пределах поля выделена серия жил гранулированного кварца, которые локализируются в метаморфических породах, преобразованных в

условиях дистеновой фации. Благодаря высокобарическим условиям формирования, кварц характеризуется высокими качественными показателями: повышенной прозрачностью и низким содержанием элементов-примесей. Жила №2821, с подсчитанными запасами, сложена гранулированным кварцем повышенной прозрачности (до 87%) и с низким содержанием минеральных примесей. Кварц по результатам технологических испытаний признан пригодным для получения высококачественного кварцевого стекла для использования в микроэлектронике.

Таким образом, наиболее высококачественным является гранулированный кварц месторождения Тыйское и жилы №2821.

На территории Восточного Саяна обнаружен новый тип безрудной кварцевой минерализации, т.н. «суперкварциты» [3, 10]. Месторождения и проявления этого типа выявлены в северо-западном обрамлении Гарганской глыбы, которая является раннедокембрийским кристаллическим выступом Тувино-Монгольского микроконтинента и имеет покровно-блоковое тектоническое строение. Пакет аллохтонных покровов (чехол) залегает на размытой поверхности метаморфизованного и гранитизированного фундамента (автохтона) [4, 5]. В основании чехла залегают аркозовые кварцевые песчаники и сланцы, которые сменяются пачками карбонатных пород, черных сланцев и кремнистых образований, относимых к иркутской свите (R_3-V). Породы тектонически расчленены и рассланцованы, т.к. фиксируют глубинный тектонический срыв на контакте «чехол» - «фундамент». К этой свите приурочены пласты и линзы химически чистых кварцевых пород, т.н. «суперкварцитов».

Месторождение Бурал-Сардык выявлено в полосе развития кремнисто-карбонатных пород, которые надвинуты на Гарганский гнейсо-гранитный блок. Продуктивные кварцевые метасоматиты («суперкварциты») сформировались в результате преобразования углисто-кремнистых микрокварцитов путем их перекристаллизации под воздействием углекисловодных растворов. Микрокварциты нередко отмечаются в виде реликтов среди химически чистых кварцитов. В результате преобразований происходит очистка исходного субстрата и его собирательная перекристаллизация с увеличением размеров зерен. Дальнейшая перекристаллизация тонко-мелкозернистых кварцитов с образованием неравномернозернистых чистых кварцевых образований происходит уже при участии существенно водных растворов [10].

Продуктивные тела метасоматических кварцитов имеют линзовидную форму и локализуются преимущественно в привершинных частях хребтов в виде пологозалегающих линз.

Кварц месторождения по количеству элементов-примесей относится к химически чистому, но содержит в повышенном количестве газовой-жидкие включения. Технологические испытания метасоматических кварцитов в качестве сырья для плавки дали отрицательные результаты, поэтому кварцевое сырье месторождения не может быть отнесено к ОЧК для плавки.

К полосе развития тектонизированных пород кремнисто-карбонатной формации приурочены и проявления Окинского поля, которые также образовались в результате гидротермально-метасоматических преобразований углеродсодержащих микрокварцитов хемогенно-осадочной природы [2]. Кварц метасоматических кварцитов практически не содержат структурных и химических примесей [Борозновская, 2004 г.], но характеризуется повышенным содержанием остаточной флюидной фазы.

Таким образом, новый тип месторождений кварцевого сырья – Гарганского кварценосного района - метасоматические кварциты, отличаются повышенной химической чистотой. Внедрению этого типа кварцевого сырья в промышленность в качестве сырья для ОЧК концентратов препятствует повышенное содержание в них остаточной флюидной фазы, что требует дополнительных технологических исследований.

1. **Беличенко В.Г., Бутов Ю.П., Добрецов Н.Л. и др.** Геология и метаморфизм Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1988.

2. **Быдгаева Н.Г., Киселева Р.А., Яшин В.Н.** Геологические особенности формирования нового типа гранулированного кварца Гарганского кварценосного района (В. Саян) // Кварц и Кремнезем. Материалы международного семинара. Сыктывкар, 2004. С. 185-187.

3. **Воробьев Е.И., Спиридонов А.М. и др.** Сверхчистые кварциты Восточного Саяна (Республика Бурятия, Россия) // ДАН. 2003. Т. 390, № 2. С. 219-223.

4. **Добрецов Н.Л.** О покровной тектонике Восточного Саяна // Геотектоника. 1985. № 1.

5. **Кузмичев А.Б.** Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000, 2004.

6. **Летников Ф.А., Савельева В.Б., Балышев С.О.** Петрология, геохимия и флюидный режим тектонов. Новосибирск: Наука, 1986.

7. **Мальшев А.Г.** Особенности формирования кварцевых жил в Патомском нагорье // ДАН. 1987. Т. 292, № 2.

8. **Рассказчиков А.Н.** Геологические формации и структура центральной части Восточного Саяна. М.: Наука, 1971.

9. Федоровский В.С. Нижний протерозой Байкальской горной области. М.: Наука, 1985.

10. Федоров А.М., Спиридонов А.М и др. Сверхчистые кварциты Восточно-Саянской кварцитоносной провинции // Прогноз, поиски, оценка рудных нерудных месторождений - достижения и перспективы. Тезисы конференции. М: ЦНИГРИ, 2008.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ОСНОВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ЮЖНЫХ РЕГИОНОВ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА НА НЕМЕТАЛЛЫ

Р.Ф. Вафин¹, В.С. Полянин²

¹Центральный научно-исследовательский институт геологии неметаллических полезных ископаемых, Казань, root@geolnerud.net

²Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, root@geolnerud.net

Южные районы Сибири и Дальнего Востока включают Байкальскую, Сахалинскую складчатые области, Енисейско-Саяно-Байкальский складчатый пояс, российскую часть Алтае-Саянской и Сихотэ-Алиньской складчатых областей и Забайкальско-Охотского складчатого пояса, а также южные периферийные части Сибирской и Западно-Сибирской платформ, Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса и Верхояно-Чукотской складчатой области, ограниченные на севере 60°-ой параллелью.

Месторождения ведущих видов неметаллических полезных ископаемых чехла **Западно-Сибирской молодой эпигерценской платформы** (поваренная соль, магниевые соли, сульфат натрия, гипс, каолинитсодержащие пески и др.) пространственно и генетически связаны в основном с верхней (эоцен-четвертичной) осадочной частью разреза континентальных отложений платформенной геодинамической системы.

Наиболее продуктивными в пределах **Алтае-Саянской складчатой области** являются следующие геодинамические системы (в скобках – входящие в их состав геологические формации и их минерагеническая специализация):

- рифейская и венд-раннекембрийская рифтогенно-спрединговая (дунит-гарцбургитовая асбесто-, талько-, жадеито-, нефритоносная формация);

- рифей-вендская пассивных континентальных окраин (формации терригенно-кремнисто-карбонатной, в т.ч. с вулканитами основного состава, группы барито-, фосфоритоносные);

- рифей-вендская пассивных континентальных окраин, геологические комплексы которой подверглись структурно-вещественным преобразованиям в экзоконтактах интрузий гранитоидов активных континентальных окраин (E_{2,3}, D_{1,2}) и коллизионных (S, PZ₃) (формации терригенно-кремнистой группы асбесто-, талько-, волластонито-, нефритоносные);

- позднепалеозойская периколлизионная (формации: континентальные терригенная туфопесчано-глинистая угленосная бентонитоносная и туфогенно-терригенная угленосная бентонито- и цеолитоносная; континентальная пестроцветная карбонатно-терригенная родуситоносная);

- триасовая зон эпиплатформенного рифтогенеза (континентальная терригенно-туфогенно-базальтовая цеолито- и агатоносная).

Современный минерагенический облик **Енисейско-Саяно-Байкальского складчатого пояса** определяется особенностями формирования и преобразования следующих геодинамических систем и геологических формаций (в скобках – виды и геолого-промышленные типы неметаллических полезных ископаемых, локализованных в отложениях данной системы):

- позднекембрийской пассивно-окраинной (терригенно-кремнисто-карбонатная группа формаций рифея; кристаллический магнезит, апокарбонатный тальк, фосфориты, кварциты, стратиформный барит, доломиты, известняки);

- фундамента палеомикроконтинентов и краевых кристаллических массивов (раннеархейская амфиболито-гнейсово-магнезиально-карбонатная формация с месторождениями кристаллического магнезита, апокарбонатного талька, офиокальцита; раннепротерозойская (ранне-рифейская?) гнейсово-кристаллосланцевая с мраморами формация, метаморфизованная в P-T-условиях кианит-силлиманитовой субфации амфиболитовой фации и вмещающая многочисленные пегматитовые поля с месторождениями мусковита листового, мусковита мелкозернистого, высококалийного полевошпатового сырья, графита, кварцитов, каолина);

- геологической формации центральных интрузий ультраосновных-щелочных пород с карбонатитами, входящей в состав разновозрастных эпиплатформенных рифтогенных геодинамических систем (апатит, вермикулит).

Кроме названных геодинамических систем и геологических формаций продуктивными являются граниты позднепротерозойского Аkitканского вулканоплутонического пояса, вмещающие Супруновское месторождение и Верхнекутимское проявление берилла, а также слагающие Панимбинский массив раннедокембрийские отложения свиты Хребта Карпинского (Енисейский кряж), вмещающие проявления высокоглиноземного сырья и, предположительно, являющиеся коренным источником ювелирного рубина, аккумулярованного в золото-, рубиноносных аллювиальных россыпях проявления Енашимо-Тейский участок.

Наиболее продуктивными на территории **южной части Лено-Енисейской плиты Сибирской древней платформы** являются нижнекембрийские платформенные галогенно-карбонатный и сульфатно-карбонатный комплексы, вмещающие месторождения каменной и калийных солей, гипса и мраморного оникса. Месторождения аметиста сконцентрированы в платформенном карбонатно-терригенном комплексе нижнего-верхнего палеозоя, прорванном интрузиями траппов.

Минерагения **Алдано-Станового щита** определяется развитием следующих геодинамических комплексов и систем (в скобках – входящие в их состав геологические формации и их минерагеническая специализация):

- литоплинтового в составе пермобильной геодинамической системы (высокоглиноземистых и биотит-гиперстеновых гнейсов и пироксен-амфиболовых кристаллосланцев; флогопит, графит кристаллический);

- метамафит-ультрамафитового и вулканогенно-карбонатных бассейнов с редуцированным мафит-ультрамафитовым магматизмом в составе проторифтогенной геодинамической системы верхнего архея (амфиболовых и диопсид-амфиболовых кристаллосланцев, мраморов и кальцифиров, метаанортозитовая; апатит, флогопит, бор, ювелирный рубин, поделочный и облицовочный анортозит);

- гранито-гнейсовых куполов в составе геодинамической системы гранито-гнейсового тектогенеза верхнего архея (гнейсогранит-гранодиоритовая, гранитовая аляскитовая; апатит, графит кристаллический);

- зон позднеюрского-раннемелового тылового рифтогенеза в составе субдукционной (активных континентальных окраин) геодинамической системы (сиенитовая, щелочных и нефелиновых сиенитов; ювелирный аметист, ювелирно-поделочный чароит).

Наиболее продуктивными в **Байкальской складчатой области** являются дунит-гарцбургитовая формация рифея, входящая в состав рифтогенно-спрединговой геодинамической системы, со становлением которой пространственно и генетически связано Молодежное месторождение хризотил-асбеста, и магнезиально-карбонатная формация позднего протерозоя, метаморфизованная под воздействием интрузий активно-окраинных гранитов среднего-позднего карбона и вмещающая месторождения апокарбонатного нефрита.

В пределах **Забайкальско-Буренно-Охотского складчатого пояса** рудоносными являются следующие геодинамические системы и геологические формации:

- рифтогенно-спрединговая геодинамическая система R-PZ (дунит-гарцбургитовая нефрито-тальконосная формация; вулканогенно-карбонатно-кремнисто-терригенная кварцито-, родонито-, яшмоносная и потенциально баритоносная группа формаций);

- субдукционная активно-окраинная геодинамическая система раннего-позднего мела (гранитовая и лейкогранитовая берилло-, топазоносные формации; вулканогенные риолитовая, риолит-дацитовая и другие туфогенно-вулканогенные цеолито- и агатоносные формации);

- геодинамическая система пассивных континентальных окраин позднего протерозоя (терригенно-кремнисто-карбонатные магнезито-, талько- и бруситоносные формации);

- коллизионных вулканоплутонических поясов поздней юры (гранит-лейкогранитовая турмалино-, берилло-, топазоносная; туфогенно-вулканогенные риолитовая, дацит-риолитовая цеолито- и, предположительно, флюоритоносная);

- раннедокембрийская фундамента палеомикроконтинентов и краевых кристаллических массивов (мраморно-гнейсовая с графитовыми высокоглиноземистыми сланцами и кальцифирами графито-, флогопито-, лазуритоносная и, предположительно, рубиноносная формация);

- платформенная областей континентального литогенеза (аллювиально-лимническая каолино- и полевошпатоносная формация);

- неотектоническая зон внутриконтинентального эпиплатформенного рифтогенеза (формация хризолитоносных щелочных базальтов).

На территории южных регионов Сибири и Дальнего Востока наблюдается юго-западное «окончание» **Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса**. В пределах пояса минеральные месторождения и проявления неметаллических полезных ископаемых не зафиксированы. Принимая во внимание минерагеническую специализацию геологических формаций, развитых в пределах предполагаемого юго-западного продолжения Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса (на Буреинском массиве и смежной с ним Тукуруино-Джагдинской зоне), в слагающих его вулканогенных и гранитоидных формациях известково-щелочного ряда можно ожидать открытие месторождений вулканогенных цеолитов, калиевых полевых шпатов, ювелирно-поделочных (цветные халцедоны) и ювелирных (берилл, топаз) камней.

Минерагенический потенциал **Сихотэ-Алинской складчатой области** сконцентрирован в горных породах ряда геодинамических систем.

Вулканиды зон эпиплатформенного неотектонического рифтогенеза (щелочные базальты) вмещают перспективные проявления сапфира и хризолита.

Позднемеловая-раннепалеогеновая андезит-риолитовая формация, входящая в состав субдукционной (активных континентальных окраин) геодинамической системы, вмещает месторождения полевого шпата и бентонитов.

Вулканические формации известково-щелочной и риолитовой серий раннего-позднего мела, сформированные на активной континентальной окраине Евразийского континента этого периода, специализированы на благородный опал и цветные халцедоны.

Позднетриасовая-раннеюрская вулканогенно-карбонатно-кремнисто-терригенная формация, входящая в состав рифтогенно-спрединговой системы и претерпевшая термально-вещественные преобразования, связанные с воздействием на слагающие ее породы интрузий субдукционных гранитов позднего мела – палеогена, вмещает Дальнегорское месторождение боросиликатов и волластонита.

Терригенно-кремнистые формации позднего палеозоя - раннего мезозоя, принадлежащие, предположительно, рифтогенно-спрединговой геодинамической системе, являются перспективными на предмет обнаружения месторождений барита стратиформного типа.

Терригенно-кремнистые формации пассивно-окраинного позднепротерозойского-раннепалеозойского чехла Ханкайского палеомикроконтинента вмещают месторождения комплексных флюоритсодержащих руд, цементного сырья и природного облицовочного камня.

В метаморфитах раннего докембрия, слагающих фундамент Ханкайского палеомикроконтинента, локализовано Тамгинское месторождение графита.

Основными продуктивными на неметаллические полезные ископаемые геологическими формациями в **Сахалинском складчатом сооружении** являются (в скобках – виды неметаллов и геолого-промышленные типы месторождений):

- миоценовая туфогенно-терригенная угленосная толща (верхнедуйская свита), объединяемая в туфогенно-терригенную угленосную формацию и сформированная в зоне тыловодужного рифтогенеза Курильской окраинно-континентальной системы (бентониты, щелочной);

- неогеновая туфогенно-терригенная толща (холмская свита), входящая в состав одноименной формации (цеолитовые породы, вулканогенно-осадочный);

- неоген-четвертичные вулканиды известково-щелочной серии, принадлежащие андезит-риолитовой формации, сформированной в зоне тыловодужного рифтогенеза Курильской окраинно-континентальной островодужной системы (агаты).

Анализ приведенной информации по минерагенической специализации основных тектонических элементов южных регионов Сибири и Дальнего Востока позволяет сделать вывод о том, что минерагеническая специализация каждого из рассмотренных тектонических элементов индивидуальна и определяется, с одной стороны, масштабами проявления в их контурах определенных геодинамических режимов и развития тех или иных геодинамических систем и, с другой, - временем их проявления и формирования. Применительно ко многим видам неметаллов справедливо правило, которое можно сформулировать так: чем древнее вмещающий продуктивный комплекс, принадлежащий определенной геодинамической системе, тем интенсивнее и разнообразнее проявленные в нем процессы рудообразования. Это касается, прежде всего, большинства видов неметаллов, локализованных в геологических формациях рифтогенно-спрединговой (апоультрамафитовые хризотил-асбест, нефрит, жадеит, тальк) и пассивно-окраинной (фосфориты, магнезиты, апокарбонатный маложелезистый тальк) геодинамических систем.

БЕРЕЗИТОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ – НОВЫЙ ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННЫЙ ТИП КРУПНООБЪЕМНОГО ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ СЕВЕРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

А.С. Вах¹, О.В. Авченко¹, В.А. Степанов²

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, vakh@fegi.ru

²Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, vitstepanov@yandex.ru

Забайкальский и верхнеприамурский сегменты северного обрамления западной части Монголо-Охотского складчатого пояса представляют собой единый пояс интенсивного развития золотой и золото-молибденовой минерализации, связанной с процессами мезозойской тектоно-магматической активизации древних структур краевых частей Северо-Азитского кратона. Золоторудные месторождения данной области принадлежат к разным генетическим, минеральным и промышленным типам. Однако преимущественно преобладают гидротермально-магматогенные золоторудные объекты, сформировавшиеся в связи с развитием сложных рудно-магматических систем [1]. Для золоторудных объектов данной области характерна высокая степень сульфидности руд и широкое развитие процессов турмалинизации. В пределах забайкальского фрагмента этого пояса наиболее хорошо изученные рудные объекты (Дарасунское, Ключевское и др.) представлены преимущественно гидротермальным золото-кварцевым геолого-промышленным типом с умеренно- и существенно сульфидным типом руд. В верхнеамурском сегменте этого пояса наиболее значимыми являются два месторождения – Кировское и Березитовое, которые существенно различаются между собой по геологическому строению и составу руд.

Кировское золоторудное месторождение представляет собой типовой жильный гидротермальный объект умеренно-сульфидного типа, который находится в северном крыле Монголо-Охотской шовной зоны, представленного Тукурингского глубинного разломом. Оно находится в пределах куполообразного поднятия, ядерная часть которого сложена двухфазным массивом раннемеловых гранитоидов, прорывающих комплекс раннепротерозойских метаморфических пород (гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты) и юрских терригенных отложения Стрелкинской впадины. В рудном поле известно более 300 маломощных (в среднем 0.3 м) кварцевых жил, преимущественно северо-восточного и субширотного простирания. Самые протяженные (до 600-700 м) и мощные (до 1.5 м) жилы составляют не более 15% от общего числа. На месторождении выделено 6 минеральных ассоциаций: турмалин-магнетитовая, кварцевая, висмутин-халькопиритовая, пирит-арсенопиритовая, полиметаллическая и халцедоновидно-антимонитовая [2]. Наиболее продуктивными на золото являются висмутин-халькопиритовая и пирит-арсенопиритовая. Рудная минерализация сопровождается пропицитизацией, окварцеванием, серицитизацией и турмалинизацией вмещающих пород, с развитием участками штокверкового прожилково-вкрапленного оруденения. По вещественному составу и соотношению минеральных ассоциаций месторождение близко к группе рудных объектов ключевского и карийского типов умеренно-сульфидного мезотермального типа [1].

Березитовое месторождение представляет собой сложный тип золотого оруденения, который по морфологии и составу рудовмещающих метасоматических пород не имеет близких аналогов среди известных золоторудных месторождений Забайкалья и Дальнего Востока. Месторождение находится в северо-западной части Амурской области, в бассейне нижнего течения р. Хайкта, крупного правого притока р. Большой Ольдой. В настоящее время месторождение обрабатывается открытым способом российской компанией «Северсталь-Золото».

Месторождение локализовано в наиболее приподнятом блоке древних метаморфических и магматических пород, окаймленных с востока, севера и запада триасовыми вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями десовского комплекса, а также крупными массивами порфиroidных гранитоидов Хайктинской интрузии раннемелового возраста [3]. Рудное тело месторождения представлено крупной субмеридиональной зоной минерализованных сульфидами метасоматических пород, локализованной в массиве раннепротерозойских (?) порфиroidных и гнейсовидных гранодиоритов Хайктинско-Орогжанского, условно относимого к магматическим образованиям позднестанового комплекса. Рудноносная зона состоит из двух крутопадающих воронкообразных тел, сопряженных вблизи поверхности, но выклинивающихся с глубиной (рис. 1). В плане зона имеет сложную линзовидную форму и крутое падение (70-75°) в юго-западном направлении. Длина ее на поверхности достигает 950 метров. Мощность зоны меняется от 10-15 м до 110 м.

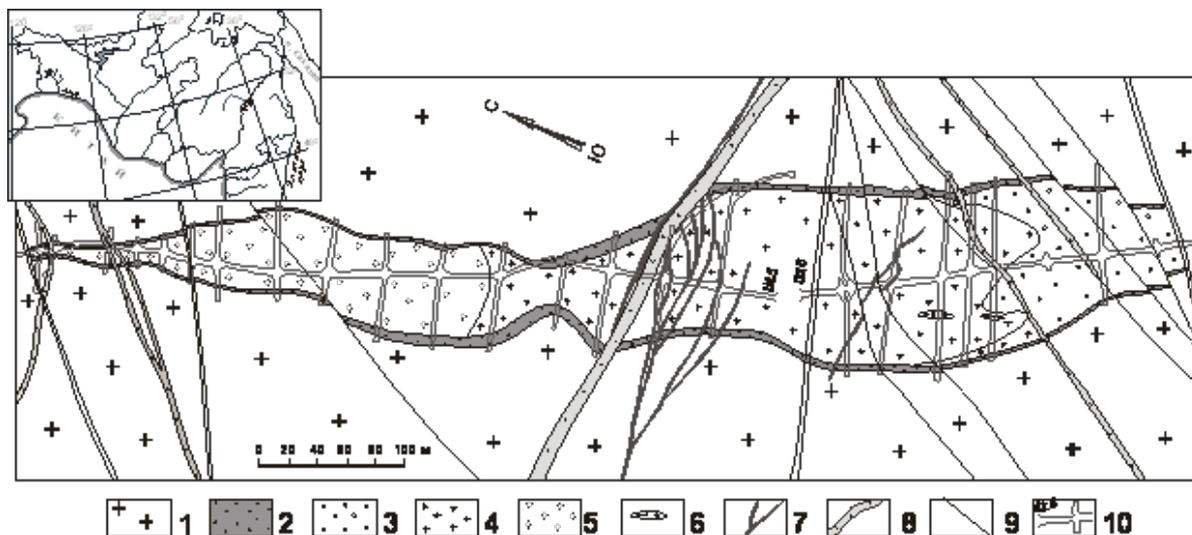


Рис.1. Геологический план Берзитового месторождения. Схема строения метасоматической зоны месторождения на разведочном горизонте 676 м: 1 - порфировидные гранодиориты раннепротерозойского (?) возраста; 2-5 - основные типы рудовмещающих метасоматических пород: 2 - гранат-ортоклаз-биотит-анортит-мусковит-кварцевые с пиритовой минерализацией, 3 - турмалин-гранат-ортоклаз-мусковит-кварцевые с преимущественно пиритовой минерализацией, 4 - турмалин-гранат-мусковит-кварцевые с золото-полиметаллической минерализацией; 5 - турмалин-гранат-кварц-мусковитовые с золото-полиметаллической минерализацией; 6 - ксенолиты метасоматически измененных гранодиоритов; 7 - дайки метапорфиров гранат-мусковит-биотит-кварц-анортитового состава; 8 - пострудные дайки спессартитов и диоритовых порфиров; 9 - основные тектонические нарушения; 10 - подземные горные выработки. На врезке звездочкой показано географическое положение Берзитового золото-полиметаллического месторождения.

Рудовмещающие породы месторождения представлены светло серыми, зеленовато-серыми массивными, реже сланцеватыми метасоматитами кварц-мусковитового состава с вкрапленностью альмандин-спессартинового граната и турмалина. Реже в составе пород в переменных количествах встречаются ортоклаз, хлорит, биотит, анортит, цинковая шпинель (железистый ганит), титанит, циркон, эпидот, алланит, пренит, фторапатит, флюорит, графит, гротит, червандонит-(Ce). Метасоматиты сильно брекчированы, причем обломочный материал метасоматических брекчий цементируется сульфидными минералами по системе сложных трещин. Основные минералы руд – сфалерит, галенит, пирит, пирротин, магнетит; второстепенные и редкие – марказит, халькопирит, арсенопирит, ильменит, самородное золото, мышьяксодежащий пирит иорданит, теннантит, буланжерит, джемсонит, висмутовый менегинит, сурьмянистый бурсаит-козалит, самородный висмут, шеелит, халькозин, аргентит, висмутин.

На месторождении выделено два основных типа золотосодержащих руд, существенно различающихся по структурной позиции, минеральному составу и степени золотоносности [4]. Первый (основной) представлен золотосодержащей полиметаллической минерализацией (со средними содержаниями Au от 1 до 4 г/т), локализованной в пределах осевой части метасоматической зоны в виде сложного рудного штокверка. Руды подразделяются на три основных минеральных типа: пирит-пирротин-сфалеритовый, пирит-галенит-сфалеритовый и пиритовый. Пирит-пирротин-сфалеритовая минерализация, с соотношением в рудах Zn:Pb от 8:1 до 2:1, развита в турмалин-гранат-кварц-мусковитовых метасоматитах северного конусообразного тела. Пирит-галенит-сфалеритовые руды, с соотношением Zn:Pb примерно 1:1, локализованы в турмалин-гранат-мусковит-кварцевых метасоматитах центрального конусообразного тела. Существенно пиритовые руды распространены в турмалин-гранат-ортоклаз-мусковит-кварцевых метасоматитах южной части зоны, «окаймляющих» зону по периферии метасоматитах более сложного гранат-ортоклаз-биотит-анортит-мусковит-кварцевого состава, а также дайках гранатсодержащих метапорфиров.

Второй тип руд развит на месторождении крайне незначительно. Он распространен как в пределах рудно-метасоматических образований зоны, так и во вмещающих ее гранодиоритах. Развит преимущественно в центральных частях трубообразных тел и, как правило, приурочен к областям повышенных концентраций золота в полиметаллических рудах. Представлен маломощными жильными телами и тонкими прожилками сульфидного, турмалинового, турмалин-кварцевого, кварц-сульфидного, кварц-гранатового и кварц-гранат-сульфидного состава. Жильные и прожилковые рудные тела приурочены к секущим рудную зону субширотным разрывным нарушениям. Для этого

типа руд часто характерны весьма высокие концентрации золота в рудах – от десятков до первых сотен г/т. В минералогическом плане для данных типов руд характерно широкое развитие видимых агрегатов золота, арсенопирита и сульфидных минералов сложного состава, обогащенных Ag, Bi, Sb, As, Te.

Зона метасоматитов рассекается внутрирудными измененными гранатсодержащими дайками метапорфиритов, а также редкими пострудными дайками спессартитов и диоритовых порфиритов.

Проведенными авторами исследованиями доказана главная особенность генезиса данного месторождения, которая обусловлена пространственной совмещенностью разнотипного и разновозрастного полиметаллического и золотого оруденения, что позволяет отнести его к сложному по составу полигенному и полихронному рудному объекту [5]. При этом установлено, что полиметаллическая минерализация была сформирована на ранних стадиях рудного процесса и в ходе эволюции претерпевала локальные высокотемпературные преобразования. Процесс локального метаморфизма привел к перекристаллизации ранних парагенезисов метасоматических пород, что доказывается практически совпадающими P-T оценками, полученными по минеральным равновесиям гранатсодержащих даек метапорфиритов и метасоматитов, равными примерно 3.5 кбар и 520°C [6]. Таким образом, образование своеобразных рудовмещающих гранат-мусковит-кварцевых и гранат-биотит-мусковит-анортитовых минеральных ассоциаций на данном месторождении связано с воздействием более позднего флюидно-теплового импульса на заключительных стадиях его формирования.

Другой минеральной особенностью месторождения является наложение вкрапленной и прожилковой турмалиновой минерализации на ранее сформированное полиметаллическое оруденение, что в целом не характерно для гидротермальных золоторудных проявлений рассматриваемой области.

Таким образом, Березитовое золото-полиметаллическое месторождение занимает особое место среди золоторудных объектов западной части северного обрамления Монголо-Охотского пояса, поскольку представляет собой новый и особый геолого-промышленный тип крупнообъемного золото-сульфидного оруденения, формирование которого во многом было связано с многократной рудоносной флюидной деятельностью в пределах локальных трубообразных тел, выполненных взрывными брекчиями измененных вмещающих гранитоидов. Предполагается, что по отношению к другим типам золоторудных объектов забайкальского и верхнеприамурского сегментов Монголо-Охотского складчатого пояса Березитовое месторождение может рассматриваться как объект, представляющий собой «корневую» часть единой рудной флюидно-гидротермальной системы, являющейся каналом транспортировки рудоносных растворов и, возможно, источником формирования гидротермальных жильных золоторудных объектов. Следует отметить, что крупнообъемные тела взрывных брекчий, сложенных кварцем с турмалином и вкрапленной золотоносной сульфидной минерализацией, выявлены и описаны в литературе в последние годы для месторождения Дарасун, где они локализованы в краевых частях интрузивного массива, представленного высококальцевыми гранитоидами амуджикано-сретенского комплекса [7]. В этой связи активизированные древние структуры северного обрамления Монголо-Охотского складчатого пояса могут рассматриваться как перспективные области на возможность выявления золоторудных объектов нового геолого-промышленного и генетического типа, представленных рудоносными взрывными брекчиями, роль которых в развитии горнорудной промышленности может быть в дальнейшем весьма значительна.

Авторы выражают благодарность руководству и геологическому персоналу ООО «Березитовый рудник» за оказанную помощь в проведении полевых работ на месторождении. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 08-05-00106-а и интеграционного проекта СО РАН и УРО РАН № 09-И-СУ-08-00.

1. Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Китаев Н.А. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2006. 291 с.
2. Гуров Л.П. О связи золотого оруденения с верхнемезозойским магматизмом в Верхнем Приамурье // Золотая минерализация Верхнего и Среднего Приамурья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 3-16.
3. Стриха В.Е., Петрук Н.Н., Вахтомин К.Д., Вольская И.П., Коршунов А.М., Шергина Ю.П. Геология Хайтинского интрузивного комплекса (Верхнее Приамурье) // Тихоокеанская геол. 2000. № 5. С. 25-37.
4. Вах А.С. О соотношении полиметаллической и золотой минерализации на одном из месторождений Верхнего Приамурья // Минеральные типы рудных месторождений в вулканогенных поясах и зонах активизации Северо-Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 162-169.
5. Вах А.С., Степанов В.А., Авченко О.В. Березитовое золото-полиметаллическое месторождение: геологическое строение и состав руд // Руды и металлы. 2008. № 6. С. 44-55.
6. Авченко О.В., Вах А.С., Сахно В.Г., Степанов В.А., Ноздрачев Н.А., Шарова О.И. Локальный метаморфизм рудно-метасоматических образований Березитового месторождения // Доклады РАН. 2010. Т. 432, № 2. С. 203-209.
7. Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Волков А.В. и др. Вкрапленные руды месторождения золота Дарасун (Восточное Забайкалье) и их генезис // Доклады РАН. 2008. Т. 422, № 2. С. 214-217.

СЫННЫРИТЫ – НОВЫЙ ПЕРСПЕКТИВНЫЙ ТИП Al-K-Si РУД И ИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Н.В. Владыкин

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

В последние годы в Сибири остро ощущается дефицит алюминиевого сырья. Только в Иркутской области 3 алюминиевых завода работают не на полную мощность. Бокситы привозят из Гвинеи, а запасы нефелинового сырья Ханталширского месторождения иссякают. В связи с развитием солнечной энергетики (кремневые батареи) резко возросла потребность в высококачественном кремневом сырье, а бесхлорные калиевые удобрения (особенно калиево-фосфорные) всегда имели спрос во многих отраслях сельского хозяйства, и особенно необходимы в Сибири. Разработка сынныритов решила бы эти проблемы на долгие годы.

Сынныриты - ультракалиевые лейкократовые лейцитовые сиениты, состоящие из одного лейцита (псевдолейцита - распавшегося на калиевый полевой шпат и кальсилит) с небольшим количеством слюды и пироксена. По химическому составу сынныриты состоят из калия (17-20%), алюминия (21-23%) и кремния (54-56%). Содержания других элементов менее 3%. В мире сынныриты известны только в России в 3 массивах: Сыннырском, Сакунском и Мурунском (рис.1). Все три массива относятся к ультракалиевой щелочной формации [1, 2].



Рис. 1. Расположение массивов с сынныритами на геологической карте Сибири.

Массивы: 1 - Сыннырский, 2 - Сакунский, 3 - Мурунский.

Сынныриты были открыты А.Я. Жидковым в Сыннырском массиве в 60-е годы и предложены в качестве Al и K руды. В СО РАН в 70-80-е годы работала научно-практическая программа «Сынныриты». Совместно с геологическим управлением были разведаны запасы сынныритов на Сыннырском и Сакунском массиве, разработано 5 схем технологической переработки с получением концентрата Al (54% Al_2O_3) и бесхлорного K-удобрения. Есть методика получения K-P удобрений с использованием апатита, месторождения которого есть на этих же массивах. В 80-е годы планировалось строительство обогатительной фабрики, но из-за перестройки все отложилось. Сынныриты - массивные породы, выходящие на поверхность. Если извлекать все 3 компонента, то производство будет безотходным. Добывать их можно карьерным способом. Запасы сынныритов громадны. Площадь Сыннырского массива 600 км² и треть массива сложена сынныритами (рис. 2). Сыннырский массив находится на границе Иркутской области и Бурятии в Сев. Прибайкалье. Рядом, в обрамлении массива, в 15 км коренное и россыпное месторождение золота, которое добывает артель «Синильда» из Бурятии. Там построена фабрика на извлечение золота и проведена автодорога до БАМа. Необходимо усовершенствовать методику переработки сынныритов с извлечением и кремния, который необходим для солнечной энергетики, и которая будет надолго обеспечена сырьем.

Сыннырский массив. Площадь массива более 600 км², возраст 300 млн. лет. Массив сложен в основном калишпат-нефелиновыми сиенитами – дитроитами и псевдолейцитовыми сиенитами – сынныритами, которые в центральной части массива прорываются более поздним штоком трахитовидных пуласкитов и различными жильными сиенитами, как лейкократовыми, так и меланократовыми. В различных частях массива встречены ксенолиты более ранних пород – биотитовых пироксенитов и шонкинитов. Самыми поздними магматическими дифференциатами массивов ультракалийевых пород обычно бывают щелочные и субщелочные граниты [1, 2]. Средний состав сынныритов [3]: SiO₂ - 54.39, TiO₂ - 0.15, Al₂O₃ - 22.53, Fe₂O₃ - 0.83, FeO - 1.0, MgO - 0.33, CaO - 0.56, Na₂O - 1.06, K₂O - 18.25 (сумма Fe+MgO+CaO=2.72).



Рис. 2. Схема строения Сыннырского массива и место в нем сынныритов.

1 - нефелиновые сиениты, 2 - псевдолейцитовые сиениты- сынныриты, 3 - пуласкиты, Квадрат- разведенное месторождение Калюминское, треугольники- проявления апатита.

По нашим представлениям, крупный шток гранитов в Восточном экзоконтакте массива, так называемый Якшинский массив, сложенный сиенитами, сынныритами и гранитами и отделенный от Сыннырского массива р. Лево́й Мамо́й и Монюканский гранитный массив так же входят в сыннырский комплекс. В таком случае общая площадь магматических пород сыннырского комплекса увеличивается почти вдвое и, возможно, золотое месторождение, расположенное во вмещающих породах северо-восточной кровли ультракалийевого комплекса так же генетически связано с ним. В обрамлении массива возможны проявления карбонатитов. В Восточном экзоконтакте массива (уч. Подледный) имеются фоскориты (по Г.В. Андрееву – магнезиальные скарны), которые очень похожи на фоскориты Ковдорского массива. В районе Мамаканского массива найден образец бенстонитовых карбонатитов, похожих на мурунские. При изучении в породах массива расплавных включений в них обнаружена карбонатитовая составляющая [4]. На массиве разведано несколько проявлений апатитовых пород.

Сакунский массив находится в 15 км от БАМа в 20 км от станции Хани. Площадь массива 150 км², возраст 320-330 млн. лет [5]. Массив разделяется на Северный и Южносакунский. Сынныриты развиты в Южносакунском массиве. Он сложен биотитовыми пироксенитами, нефелиновыми, псевдолейцитовыми (сынныритами) и щелочными сиенитами, образующие дифференцированный расслоенный комплекс пород. Они прорываются граносиенит-лейкогранитным штоком. Разведочные работы по сынныритам проведены Удоканской экспедицией. В биотитовых пироксенитах известно апатитовое проявление. Недалеко от Сакунского массива разведано апатитовое месторождение в биотитовых пироксенитах Ханинского массива (выход Укдуска), расположенное в 10 км от п. Хани и в 200 м от железной дороги. Оба месторождения Южносакунское и Ханинское - массивные породы на поверхности, которые можно добывать карьерным способом.

Мурунский массив находится на западной оконечности Алданского щита в 150 км к северу от БАМа (ст. Хани). Площадь массива 150 км², возраст 145 млн. лет [1, 2]. Имеются 2 выхода массива – Большемурунский и Маломурунский (по одноименным вершинам гор). Маломурунский – самый большой в мире массив расслоенных ультракалийевых агпаитовых щелочных пород. Он имеет 4 фазы внедрения: 1 - расслоенные щелочно-ультраосновные породы, 2 – расслоенные псевдолейцитовые (сынныриты), кальситовые и щелочные сиениты, 3 - вулканическая фаза - лавы, туфолавы, брекчии псевдолейцитовых фонолитов, лейцититов и лейцитовых лампроитов с жильным комплексом псевдолейцитовых тингуаитов и санидиновых лампроитов, 4 – расслоенный чароит-карбонатитовый комплекс силикатно-карбонатных пород (микроклиниты, микроклин-пироксенивые породы, чароитовые породы, кальцитовые, бенстонитовые и кварц-кальцитовые карбонатиты). Завершают комплекс гидротермальные кварцевые жилы с сульфидной, Au и U минерализацией. На массиве известны месторождения апатита в биотитовых пироксенитах, сынныритов, керамического сырья (микроклиниты), К-рихтерит-асбеста, бария и стронция (в карбонатной форме) в бенстонитовых карбонатитах, самоцветов - чароита и дианита, а с гидротермальными зонами связаны концентрации U, Th, Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Mo, Ti, Nb. В 5 км от юго-восточного контакта массива расположено разведанное Чаро-Токкинское месторождение железа (железистые кварциты), на котором начаты работы по подготовке месторождения к эксплуатации (2010-2015 гг.) и туда с БАМа будет подведена железная дорога.

Все три массива перспективны для комплексной разработки минерального сырья.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 10-05-00116, 10-05-90400).

1. **Владыкин Н.В.** Петрология и рудоносность К-щелочных пород Монголо-Охотского ареала магматизма // Диссертация в форме научного доклада. Иркутск, 1997. 80 с.

2. **Владыкин Н.В.** Петрология К-щелочных лампроит-карбонатитовых комплексов, их генезис и рудоносность // Геология и геофизика. 2009. № 12. С. 1439-1451.

3. **Андреев Г.В.** Петрология формации калиевых нефелиновых и щелочных сиенитов. Новосибирск: Наука, 1981. 84 с.

4. **Панина Л.И., Усольцева Л.М.** Проблема карбонатитообразования на Сыннырском щелочном плутоне // Плюмы и проблема глубинных источников щелочного магматизма. Иркутск, 2003. С. 75-87.

5. Калиевой щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы (под. ред. В.П. Костюка). Новосибирск: Наука, 1990. 236 с.

ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ НЕТРАДИЦИОННОГО ТИПА «ПОГРОМНОЕ» (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

А.Е. Будяк, М.Г. Волкова, Н.Н. Брюханова

Институт геохимии СО РАН им. А.П. Виноградова, Иркутск

Золоторудное месторождение «Погромное» находится в пределах Апрелковско-Пешковского рудного узла, расположенного в зоне коллизии Сибирского и Монголо-Китайского континентов. Естественными границами месторождения являются тектонические границы одной из чешуй листрического Монголо-Охотского разлома, сложенного юрской вулканогенно-осадочной толщей [1, 2]. Рудовмещающими породами являются образования буторовской свиты шадоронской серии. Свита сложена песчаниками, алевролитами, углеродистыми сланцами, базальтами, андезитами, трахиандезитами, дацитами и риодацитами. Первичные породы претерпели все стадии динамометаморфизма от будинажа до флюидажа.

В пределах рудного поля изучались золотоносные метасоматиты по вулканитам среднего-кислого состава и метасоматиты по углеродсодержащим алевропелитам.

Вулканиты подвержены окварцеванию, серицитизации, карбонатизации и альбитизации пород, а прожилковая минерализация представлена в них окварцеванием, сульфидизацией, турмалинизацией. На начальной стадии метасоматических преобразований образуются кварцевые альбитофиры по риолито-дацитами, кластолавам и туфам буторовской свиты. В основной массе они сложены альбитом (от 40 до 60-65%), кварцем (от 1-3 до 30-35%), серицитом (3-10%), карбонатами (3-30%), на фоне которых выделяются порфиновые вкрапленники плагиоклаза (до 7-10%). Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, магнетитом.

Далее формируются метасоматиты альбит-карбонат-серицит-кварцевого состава, в которых интенсивно проявлены процессы окварцевания, серицитизации и карбонатизации. Наиболее высокие содержания золота отмечаются в метасоматитах с большим количеством прожилков кварца и сульфидной минерализацией.

Оруденение представлено неокисленными арсенопирит-пиритовыми рудами (рис. 1), иногда с вольфрамитом и шеелитом. Процесс рудообразования сопровождается ростом содержаний SiO_2 и MnO в золотоносных метасоматитах. Схожие тенденции поведения отмечаются для Fe_2O_3 и P_2O_5 . Для MgO и CaO наблюдается противоположная картина. Увеличение концентраций MnO и Fe_2O_3 обусловлено присутствием анкеритовой и сульфидной составляющей. Породы характеризуются низкими содержаниями Ni , Co , Cr и высокими - Au , As , Sb , Ag .

Метасоматиты по углеродсодержащим алевропелитам распространены на юго-западном фланге рудного поля и представлены интенсивно дислоцированными алевропелитами, алевролитами и песчаниками. Породы состоят из тонкодисперсных частиц углеродистого вещества, серицита, кварца, гётита и гидрогётита. Содержания органического углерода ($C_{\text{орг}}$) варьирует от 0,21 до 1,07%, максимальные - наблюдаются в наименее измененных породах.

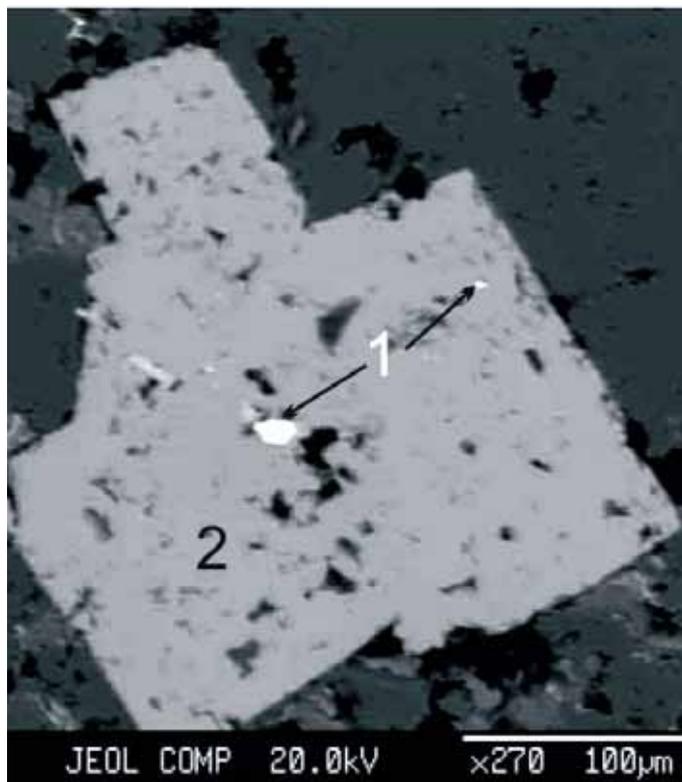


Рис. 1. Кварцит с пирит-арсенопиритовой минерализацией. Золото (1) в пирите (2). Размер золота 2-3 мкм и 15-20 мкм. Фото сделано в обратнорассеянных электронах.

Корреляционный анализ показал, что в безрудных «исходных» сланцах наиболее проявлена группа халькофильных элементов рудной ассоциации и менее выразительна группа элементов ассоциирующих с $C_{\text{орг}} - \text{Zn}]^{06}\text{Co}, \text{Cu}]^{03}$. Из этого следует, что по разломам в бассейн осадконакопления поступали термальные воды, оказывающие влияние на формирование геохимической специализации осадков. В рудоносных сланцах отмечается закономерное увеличение содержаний Pb и Zn и элементов рудной ассоциации (Au , As , Sb , Ag) и снижение содержания Cr . Содержания ЭПГ варьируют от 0,04 до 0,06 г/т Pt и от 0,003 до 0,01 Pd . Положительная корреляция концентраций Pt с Au отсутствует.

Месторождение «Погромное» приурочено к метасоматитам альбит-карбонат-серицит-кварцевого состава, развитым как по вулканитам среднего и кислого составов, так и по интенсивно рассланцованным и окварцованным, первично осадочным углеродсодержащим алевропелитам. Наибольшая золотоносность отмечается в кварцевых линзах, содержащих наряду с гранулированным кварцем пирит, пирротин, гидроксиды железа. При этом ведущим рудным процессом является процесс окварцевания. Наличие углеродистого вещества в первично осадочных породах, вероятно, создавало благоприятную восстановительную сорбирующую вмещающую среду. Золотое оруденение на месторождении сопровождается вольфрамовой минерализацией, так как в золоторудных интервалах W обладает положительными корреляционными связями с Au , Ag , As , причем как в метасоматитах по вулканитам, так и по углеродсодержащим алевропелитам.

Исходя из полученных данных золоторудное месторождение «Погромное» возможно отнести к нетрадиционному типу, а стадийность процессов гидротермально-метасоматической деятельности и рудообразования в нём представляется следующей:

1. Окварцевание + альбитизация;
2. Окварцевание + серицитизация + карбонатизация + пиритизация + турмалинизация + рудная минерализация (W);
3. Окварцевание + карбонатизация (анкерит) + рудная минерализация: арсенопирит, сульфосоли, Au, Ag, As, Sb.

1. **Ильина Г.Ф.** Месторождение Погромное – новый морфологический и генетический тип месторождений золота Восточного Забайкалья // Межрегиональной научно-практической конференции «Перспективы развития золотодобычи в Забайкалье» (тез. докл.). Чита, 2003. С. 18-20.

2. **Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Китаев Н.А.** Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск: академическое издательство «ГЕО», 2006. 287 с.

ОСОБЕННОСТИ РУДОНОСНЫХ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ПРИАМУРЬЯ И ВУЛКАНОВ КУРИЛ ПО АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Т.В. Володькова

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН,
volodkova@itig.as.khb.ru, tat-volodkova@yandex.ru

В мезозойско-кайнозойских вулканических поясах Приамурья распространены рудные объекты в вулcano-тектонических (ВТС) и вулcano-купольных (ВКС) структурах, связанных с палеовулканами и сопутствующими субвулканическими образованиями; в их числе – крупные месторождения. При изучении особенностей их рудных полей большую роль играют аэрогеофизические методы (аэромагнитометрия, аэрогаммаспектрометрия). Высокая эффективность естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ) при изучении магматических процессов обусловлена их петрогеохимическими особенностями (крайней несовместимостью). При этом автором используются карты отношений естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ); эти данные более точны и сопоставимы с результатами наземных съемок [1, 2]. Бытуют мнения, что крупные месторождения континента, связанные с мезозойско-кайнозойскими ВТС и ВКС (Белая Гора) могут служить рудными (поисковыми) моделями при геологических исследованиях Курильской островной дуги [4]. Ниже анализируются данные по четвертичным вулканам Курил и месторождениям континента; кроме широкоизвестных и опубликованных, большинство выводов и характеристик основаны на результатах авторской геолого-геофизической интерпретации крупномасштабных аэрогеофизических работ и позволяют оценить проблему сопоставимости объектов островной дуги и материка. Эта оценка особо важна для Курил, где подобные месторождения пока неизвестны.

По известной классической схеме, вулканы могут развиваться в течение нескольких циклов; в начале каждого цикла формируются обычно простые стратовулканы; цикл завершается процессами взрывного вулканизма и формированием кальдеры. После некоторого затишья цикл может повториться; на Кунашире (Курильская островная дуга) выделены четвертичные вулканы, находящиеся на разной стадии развития. В ареале многоциклических вулканических структур иногда выделяется несколько вложенных друг в друга концентрически-кольцевых кальдер (вулкан Менделеева) [2]. Породы, аналогичные по основности и облику, но различные по щелочности, очень четко дифференцированы по характеристикам отношений ЕРЭ. По этим данным, в ареалах четвертичных вулканов закартированы магматические породы различной основности и щелочности (пониженной, нормальной, субщелочные), а также гидротермально-метасоматические изменения. В магнитном поле ареалы крупных вулканов отражены специфически, что объясняется процессами «отсадки магнетита» с возникновением «магнетитового (магнитного) ядра» или «магнетитовой оторочки». Для характеристики глубинности магматических очагов использовались данные сейсморазведки МОВЗ [3]. С учетом вышесказанного, на острове Кунашир выявлена закономерность, которой подчиняются особенности развития четвертичных вулканов и процессы магматизма [2]. Установлено: в ареалах многоциклических, длительно формировав-

шихся вулканов абсолютно преобладают породы нормальной (и повышенной) щелочности, для них типично наличие «магнетитового ядра» (реже «магнетитовой оторочки») и слабое развитие гидротермально-метасоматических систем. С такими вулканическими структурами ассоциируются множественные магматические очаги, преимущественно мантийные, находящиеся на значительной глубине. В ареалах вулканов, формировавшихся относительно недолго (цикл и менее) преобладают породы пониженной щелочности, обычно отсутствует «магнетитовое ядро», магматические очаги немногочисленные (коровые), но отмечается хорошо развитая (зональная) гидротермально-метасоматическая система. Автором сделано заключение, что породы относительно повышенной щелочности формируются под влиянием мантийных струй и флюидов, отвечающих и за циклические вспышки вулканизма и за развитие магматизма плюмовой природы. Эта «курильская закономерность» статистически основана только на данных по вулканам Кунашира, но является достаточно четкой и определяется тектоническими особенностями Курил; она в целом подтверждается по данным интерпретации северных островов Курильской дуги. Таким образом, потенциально перспективные объекты должны иметь сложное (за счет многоциклическости развития) строение, характеризоваться интенсивным магматизмом плюмовой природы (образования повышенной щелочности и часто намагниченности), но, с другой стороны, необходимо хорошее развитие интенсивных и зональных гидротермально-метасоматических систем; последнее противоречит «курильской закономерности» и несколько понижает перспективы Курил. По мнению автора, упомянутые ниже месторождения вулканических поясов континента только в том случае могут использоваться в качестве аналогов или рудных моделей, если они также подчиняются «курильской закономерности».

Месторождение Покровка (Умлеканская вулканическая зона) связано с мезозойской палеовулканической постройкой диаметром более 500 м, выраженной в виде локальной аномалии поля силы тяжести. В жерле вулкана картируется неск дацитов воронкообразной формы. Вулкан является многовыходным; в рудном поле выделяется несколько крупных и мелких вулканоструктур, ограниченных кольцевыми разломами, с жерлами различного диаметра. Породы, выполняющие жерло, характеризуются повышенной намагниченностью, поэтому все жерла палеовулкана и субвулканические тела четко выражены в магнитном поле и формируют «магнетитовое ядро». Автором разработана методика картирования метасоматитов по картам отношений ЕРЭ, но на объекте Покровка их картирование очень затруднено, что связано с широким развитием процессов физико-химического выветривания. По некоторым данным, рудное поле характеризуется нечеткой метасоматической зональностью, типичной для подобных объектов. Покровка относится к объектам смешанного рудного типа, здесь выделяются несколько типов оруденения, в том числе убого-сульфидное золото-серебряное, золото-адуляр-кварцевое и другие. В рудное поле выделяются внутренняя и внешняя зона, подчеркнутые кольцевыми разломами, цепочками магнитных аномалий, характеризующих палеовулканические постройки; они ограничивают ареалы метасоматитов определенного типа и участки оруденения различного морфологического типа и перспективности. Выделяются также и более мелкие кольцевые разломы, ограничивающие мелкие структуры с подобными характеристиками, осложняющие общую картину.

Месторождение Белая Гора (Нижне-Амурская вулканическая зона) связывается с вулканической структурой (некком) среди базальтоидов неогенового возраста. Вулканическая структура сравнительно сложного строения, здесь отмечаются эффузивы кислого состава и их брекчии, но преобладают трахидациты, выявлены экструзивные и жерловые фации; все эти образования включены в трахиандезит-трахилипаритовый эффузивно-интрузивный комплекс. Почти все породы Белой Горы интенсивно гидротермально-метасоматически изменены; само месторождение является золоторудным штокверком. Метасоматиты четко зональны; они картировались разными авторами, наиболее подробно изучались Л.Ф. Мишиным [6]. По аэрогеофизическим данным, рудное поле имеет концентрически-зональное строение; выделяется несколько зон, подчеркнутых кольцевыми разломами [1]. Метасоматиты достаточно четко и однозначно картируются по характеристикам отношений ЕРЭ (рис. 1).

На основании геофизических работ (гравиметрия, ДЭЗ) на глубине около 1000 м выделяется магматическое тело, которое интерпретируется как массив габбро-диоритов или габбро-монзонитов. На картах магнитного поля объект выражен относительным минимумом (проследить «магнетитовое ядро» невозможно); так как он окружен базальтоидами с весьма высокой намагниченностью.

Месторождение Хинганское (Хингано-Олонойская вулканическая зона) расположено в Хингано-Олонойском оловорудном районе, соответствующем крупной ВТС, заполненной преимущественно вулканиками кислого состава и имеющей блоковое строение [5]. Здесь субширотные нарушения контролируют основные центры магматической активности (локальные ВТС кальдерного и вулкано-купольного типа). Собственно Хинганское месторождение приурочено к штоку гранит-порфиров, с которыми в районе генетически связана рудная минерализация. Выде-

ляются субщелочные хинганские и более кислые, нормальной щелочности, кимканские гранит-порфиры. Высказывалось предположение, что они сформировались из корового расплава; тем не менее, на глубине 10-15 км предполагается крупная магматическая камера, с подтоком мантийного вещества, который связывается с существованием здесь мантийного диапира [7]. Хинганское месторождение представляет собой протяженную на глубину колонну рудных зон в воронкообразном теле эруптивных брекчий [5]. На месторождении очень четко проявлена метасоматическая зональность, выявленная в процессе специализированных геолого-геохимических исследований [8]. Все типы метасоматитов хорошо дифференцированы на картах отношений ЕРЭ и картируются по этим данным однозначно. Кислые вулканы Хингано-Олонойской ВТС обладают крайне низкой намагниченностью, на их фоне аномалиями магнитного поля выделяются игнимбриты, экструзивные липариты и гранит-порфиры. Имеются основания для отнесения месторождений Белая Гора и Хинганское к порфировому типу; такие объекты характерны для вулканических поясов. Таким образом, с привлечением аэрогеофизических данных можно уточнить весь набор признаков, необходимых для оценки перспективности: структуру палеовулкана, проявленность гидротермально-метасоматических процессов и «магнетитовой отстойки», а также (более сложно) изменения щелочности пород; проще всего сравнивать относительную длительность формирования (структуру палеовулкана) и степень проработки гидротермально-метасоматическими процессами.

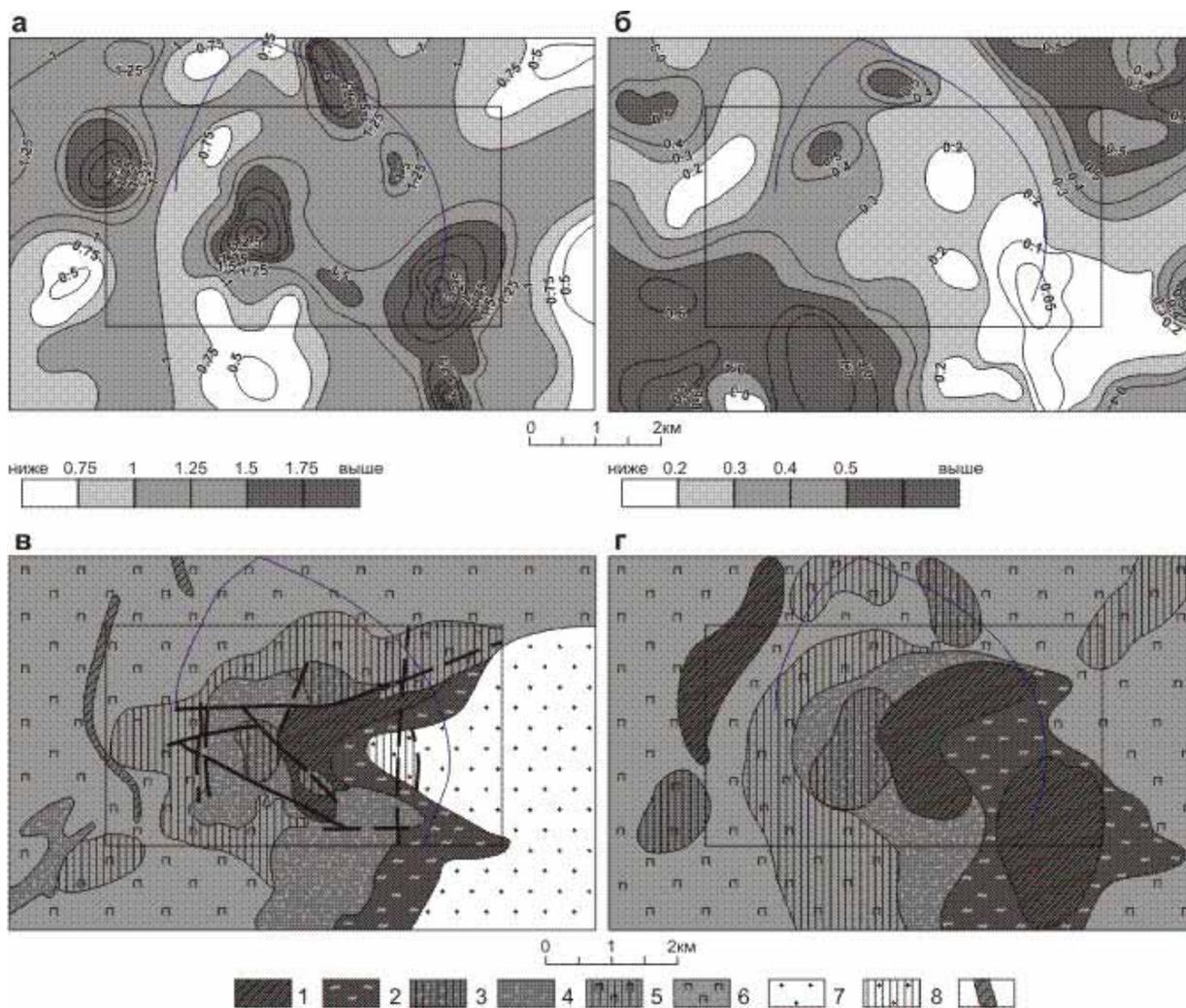


Рис. 1. Гидротермально-метасоматическая зональность рудного поля Белая Гора и ее отражение на карте отношений ЕРЭ. Составлена Т.В. Володьковой с использованием геологической основы [6]. Карты отношений ЕРЭ: а - U/K отношений; б - K/Th отношений. Карты гидротермально-метасоматически измененных пород рудного поля Белая Гора: в - по геологическим данным [6]; г - по аэрогеофизическим данным.

Гидротермально-метасоматические изменения (в, г): 1 - кварциты вторичные (метасоматиты); 2 - монтмориллонит-цеолитовые изменения (степень изменения до 50%); 3 - кварц-гидрослюдистые метасоматиты; 4 - слабые кварц-гидрослюдистые изменения; 5 - пропилиты; 6 - слабая пропилитизация; 7 - эффузивные породы; 8 - эффузивные породы измененные; 9 - кора выветривания.

Все вышеописанные месторождения континента и Курил, по мнению автора, генетически связаны с магматизмом, обусловленным плюмами (мантийными диапирами), что позволяет проводить параллели между ними. Тем не менее, рудные поля вулканических поясов континента связаны с мезозойскими палеовулканическими постройками, где длительно развивались магматические и вторичные процессы с формированием гидротермально-метасоматических систем. «Курильская закономерность», возможно, объясняется незавершенностью этих процессов в ареалах современных вулканов, но могут быть и другие объяснения.

По-видимому, Хинганское рудное поле, где выделяется структура «трубка взрыва», было сформировано за относительно короткий промежуток времени (один цикл или менее), а Покровское рудное поле, сложное и зональное, формировалось наиболее длительно (два цикла или более). По данным интерпретации автора, Хинганский объект характеризуется наиболее хорошо выраженной, концентрически зональной, гидротермально-метасоматической системой; гидротермально-метасоматическая система Белой Горы выражена менее ярко, а на Покровке метасоматиты практически не картируются. Эти особенности рудных месторождений вулканических поясов континента создают полную параллель «курильской закономерности». С другой стороны, на всех объектах континента преобладают магматические образования нормальной и повышенной щелочности, а метасоматиты Покровки, возможно, не картируются только по причине интенсивных процессов выветривания, вносящих погрешности в характеристики отношений ЕРЭ.

Для уточнения использовались данные авторских прогнозных построений по Зейской площади, где формирование магматических пород обусловлено взаимным воздействием активного плюма и Умлеканского вулканического пояса. Здесь по аэрогеофизическим данным выделено более 20 рудных полей (в том числе, Покровка), дана их оценка. В рудных полях типа ВТС и ВКС преобладают вулканиды (в меньшей степени, интрузивы); выделяются также интрузивно-купольные структуры (ИКС), в которых вулканиды практически отсутствуют, а преобладают интрузивные породы. Вулканиды формируют вулканические покровы и жерла, их проявленность определяет масштабы вулканизма; закартированы одноцикличные и многоцикличные палеовулканические постройки. Структуры типа ИКС отбракованы; прочие выстроены в последовательность с учетом длительности их формирования.

Вывод: данные выборки (15 объектов) показывают, что на Зейской площади «курильская последовательность» не выполняется. Так, Отраденская и Алонихинская многоцикличные ВТС и ВКС (не менее трех циклов) характеризуются максимально ярко выраженными гидротермально-метасоматическими системами. Наиболее коротко живущие Гагская, Боргуликанская и другие структуры характеризуются практическим отсутствием гидротермально-метасоматической зональности. Таким образом, параллели между месторождениями континента и островной дуги следует проводить с большой осторожностью.

1. **Володькова Т.В.** Гамма-спектральные поля и распределение золото-редкометалльного оруденения в Нижне-Амурском регионе / автореф. канд. дис... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 1999. 28 с.
2. **Володькова Т.В.** Особенности магматизма острова Кунашир (Курильская островная дуга) по аэрогеофизическим данным // Тихоокеан. Геология. 2007. №6. С. 15-37.
3. **Злобин Т.К., Абдурахманов А.И. и др.** Глубинные сейсмические исследования вулкана Менделеева на южных Курилах // Тихоокеан. Геология. 1997. №4. С. 79-87.
4. **Кириллов В.Е.** Золотоносность острова Уруп Большекурильской островной гряды // Региональные проблемы. №9. Биробиджан, Хабаровск: ДВО РАН, 2008. С. 50-55.
5. **Копылов М.И., Плотницкий Ю.Е. и др.** Хингано-Олонойский оловорудный район: геолого-геофизические характеристики, рудоносность, проблемы развития сырьевой базы. Владивосток, Хабаровск: ДВО РАН, 2004. 252 с.
6. **Мишин Л.Ф.** Гидротермально измененные породы и поисковая оценка месторождения Белая Гора // Геология и полезные ископаемые Приамурья. Хабаровск: Хабаровск-Магеллан, 1999. С. 172-177.
7. **Саксин Б.Г.** Геолого-геофизическая модель и оценка перспектив Хингано-Олонойского оловорудного района // Сов. Геология. 1987. №1. С. 60-64.
8. **Шестернева И.И.** Гидротермально измененные породы Хинганского оловорудного месторождения и их поисковое значение: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Свердловск, 1986. 25 с.

РУДОПРОЯВЛЕНИЯ АУ ТИССА-САРХОЙСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО УЗЛА (ХОРИНГОЛЬСКОЕ, САГАНГОЛЬСКОЕ, ОБОГОЛЬСКОЕ) КАК РЕЗУЛЬТАТ ДОКЕМБРИЙСКИХ СОБЫТИЙ В РЕГИОНЕ (ЮВ ЧАСТЬ ВОСТОЧНОГО САЯНА)

Б.Л. Гармаев

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

Территория Восточного Саяна имеет сложную и длительную историю геологического развития. Занимая окраинное положение в структуре палеозоид Центральной Азии, район охватывает северо-восточную часть Тувино-Монгольского массива, а также Ильчирскую структуру (террейн), являющуюся окраинной частью Джидинской палеоокеанической зоны, и Окинскую структуру, представляющую собой палеоаккреционную призму [4, 9]. С северо-востока ансамбль этих структур по сложной зоне глубинных разломов граничит с выступом фундамента Сибирской платформы.

Исследованиями И.В. Гордиенко [5] установлено, что главнейшие тектонические структуры рассматриваемого региона были созданы в основном в позднем докембрии (неопротерозое) и палеозое на месте Палеоазиатского океана. За время существования последнего, в его пределах формировались и исчезали тектонические структуры различной геодинамической природы: островные вулканические дуги, внутриокеанические вулканические плато, острова, срединно-океанические хребты и др. Формирование этих структур сопровождалось, и во многом было обусловлено, образованием разнообразных вулканических и вулканоплутонических комплексов в различных частях Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Тисса-Сархойский золоторудный узел располагается в западной части Боксон-Гарганской структурно-металлогенической зоны (рис. 1).

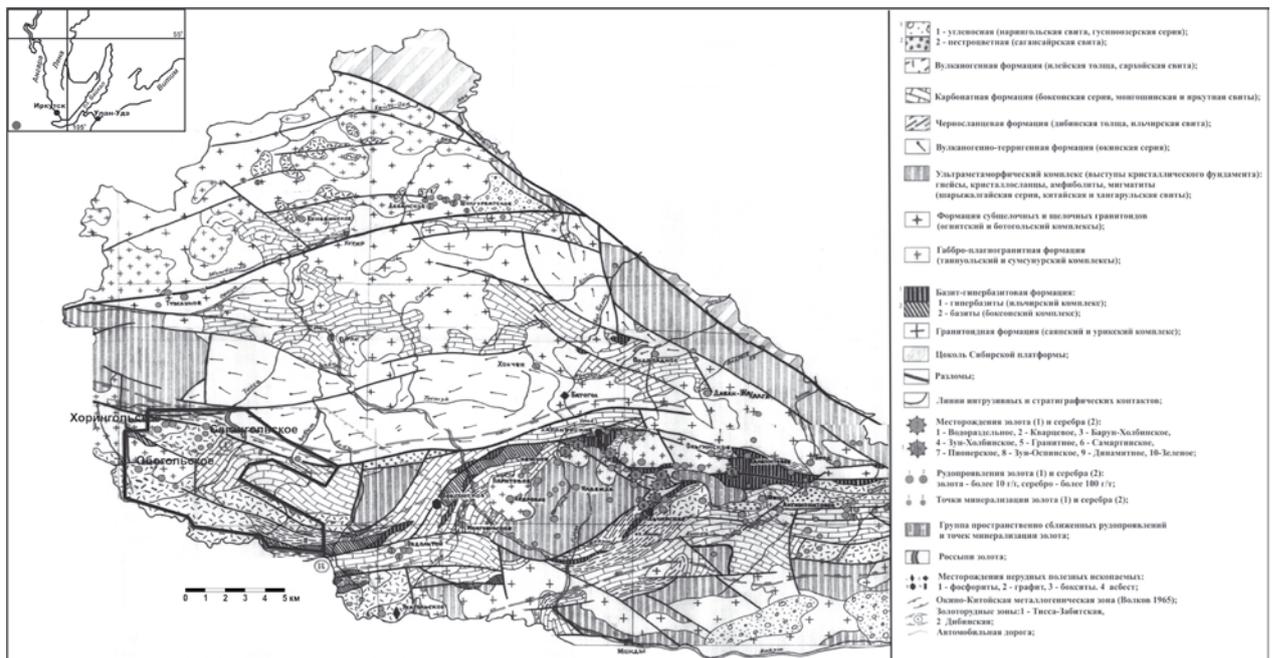


Рис. 1. Карта золотоносности Восточно-Саянского геолого-экономического района (контур – Тисса-Сархойский золоторудный узел). Составлена по материалам В.П. Арсентьева, В.Г. Беличенко, Л.С. Волкова, В.Ф. Волколакова, П.В. Дубина, В.И. Пелепягина, В.В. Левицкого, А.Л. Самбурга, Г.К. Такайшвили.

Рудопроявления **Хорингольское** и **Сагангольское** (рис. 1) приурочены к зеленовато-серым мелко-, среднезернистым мусковитовым, биотит-роговообманковым гранодиоритам и плагиогранитам хорингольского (E_1) комплекса. В периферических частях интрузий присутствуют эффузивные породы сархойской серии (неопротерозой) и, в подчиненном количестве, кристаллические сланцы билинской свиты (PR_3). Первые представлены кварцевыми порфиридами, туфоалевролитами, туфопесчаниками и кластолавами, вторые – серицит-кварц-хлоритовыми сланцами.

В пределах изученных рудопоявлений выделяется 2 типа руд: кварцево-жильный (с зонами кварцевого прожилкования) и вкрапленные сульфидные руды в вулканитах сархойской серии.

Большинство кварцевых жил развивается по зонам милонитизации и рассланцевания в гранитоидах и дайках диоритов. Прожилковые руды представлены участками сгущения маломощных жил и прожилков кварца в березитах и плагиогранитах с гнездами и тонкой вкрапленностью сульфидных минералов (преимущественно пирита). Оторочки околожильного изменения пород сливаются, образуя зоны мощностью до 30 м, при средней протяженности около 80-100 м.

Вкрапленные сульфидные руды в вулканитах сархойской серии представляют собой кварц-серцит-пиритовые метасоматиты, слагающие протяженные зоны или серии зон, протяженностью 100-150 м, при средней мощности около 30 м, среди относительно слабоизмененных эффузивов. Околорудные изменения выражаются в березитизации и лиственизации пород.

Самородное золото присутствует как в виде отдельных зерен, так и в теллуридных минералах (калаверит, петцит). Золото пористое, слоистое, часто в лимонитовой «рубашке», средней пробы (800-900‰), содержания варьируют 1,9-9,4 г/т.

В пределах рудопоявлений выделяется две рудные минеральные ассоциации: золото-пиритовая и золото-теллуридная. Наиболее ранняя золото-пиритовая ассоциация представлена пиритом, самородным золотом, в меньшей степени халькопиритом. Относительно поздняя золото-теллуридная ассоциация включает теллуриды Au, Ag, Bi, Pb, Ni (калаверит, гессит, петцит, теллуросмуссит, алтаит, мелонит), реже – киноварь, и ассоциирующее с ними самородное золото [6].

Обогольское золоторудное проявление располагается в верхнем течении р. Обо-Гол (правый приток р. Тиссы) (рис. 1). С запада - юго-запада площадь рудопоявления ограничена государственной границей с Монголией и административной границей с Тувой.

В геологическом строении рудопоявления принимают участие двуполевошпатовые граниты и гранодиориты таннуольского комплекса (PZ₁) и вулканогенные образования сархойской серии (R).

Плагиограниты составляют около 85 % площади рудопоявления, характеризуются меланократовым обликом, массивной текстурой, мелко-, среднезернистой структурой. Нередко отмечаются следы активного взаимодействия гранитной магмы с вмещающими породами кровли (вулканитами сархойской серии) с образованием различных фаций контактовых роговиков эпидот-плагиоклаз-амфибол-кварцевого, амфибол-кварцевого, эпидот-хлорит-кварцевого состава. Структура роговиков мозаичная, некоторые разности имеют сланцеватую структуру.

Вулканогенные образования сархойской серии представлены туфами основного и среднего состава, состоящие главным образом из кварца, плагиоклаза, сцементированных кварцем, эпидотом, кальцитом, хлоритом, актинолитом и пепловым материалом. Вулканомиктовые песчаники обычно темно-серые с зеленоватым оттенком разнозернистые, сложены кварцем, плагиоклазом и слабо окатанными обломками эффузивов и кварцитов. Обычно в породе много хлорита, эпидота, карбоната и мелких зерен рудного вещества.

Рудные тела на проявлении представлены большей частью жилами и зонами прожилкования кварца, локализованными в вулканогенных образованиях сархойской свиты, в меньшей степени, по зонам дробления и рассланцевания в гранитах. Жилы и жильно-прожилковые зоны сложены светло-серым, белым кварцем, от крупнозернистого до «сахаровидного» (часто с охристо-бурым оттенком за счет лимонитизации). Околорудные изменения выражаются в березитизации пород.

По морфологии кварцевые жилы делятся на два вида: первый – прямолинейные, с выдержанной мощностью по простиранию жилы, протяженностью до 200 м и более; второй – линзующиеся, ветвящиеся жилы с раздувами и пережимами, участками с интенсивной трещиноватостью. Протяженность последних редко превышает 100 м, чаще это первые метры – десятки метров.

Рудная минерализация на рудопоявлении сосредоточена преимущественно в кварцевых жилах и зонах прожилкования с пиритовой, галенитовой, реже халькопирит-пиритовой минерализацией, составляющей 5-10% от общего объема породы. Распределение сульфидов обычно гнездовое, реже мелковкрапленное и прожилковое. В пирите обнаружены микровключения теллуридных минералов: петцита, сильванита, калаверита и теллуросмуссита. Также, в агрегате галенита отмечаются микровключения айкинита PbCuBiS₃ в виде прожилков и зерен округлой, нередко вытянутой формы.

Содержание золота в кварцевых жилах и зонах прожилкования колеблется от 0,45 до 3,29 г/т. В околожильных березитах концентрации золота не превышают первые г/т. В неизмененных гранитах золото содержится в концентрациях от тысячных (0,03 г/т) до сотых (0,061 г/т) г/т. В грейзенизированных разностях содержание составляет 0,0025-0,43 г/т. В вулканитах сархойской серии концентрация золота также не превышает сотые граммы на тонну (0,0035-0,091 г/т). Низкие содержания в рудах могут быть связаны с крайне неравномерным распределением золота в рудных телах или сравнительно небольшим количеством проанализированных проб.

Пространственное расположение Обогольского золоторудного проявления в узле сочленения

Пограничного и Яматинского разломов определило сочетание висмутовой и теллуридной минерализации. Это выражается в специфическом минеральном составе руд, имеющих признаки как золото-теллуридного, так и золото-висмутовых типов оруденения [3].

Известно, что золото-теллуридные месторождения тяготеют к вулканогенным поясам различного возраста. С молодыми вулканогенными образованиями связаны золото-теллуридные месторождения США (Голд-Филд, Крипл-Крик, Флетхед), Фиджи (Ватукоула), Филиппин (Акупан, Антамок), Японии, Дальнего Востока и др. Наиболее типичными представителями архейского золото-теллуридного оруденения являются месторождения рудных полей Калгурли (Австралия), Киркленд-Лейк и Поркьюпайн (Канада) и др. [7, 10, 11, 12]. Среди рудных минералов здесь наиболее распространены пирит, халькопирит, теллуриды Bi, Sb, Hg, Fe, Ni, Cu, сульфотеллуриды, сульфовисмутиты и сульфоантимониты [1, 2]. Значительная часть золота приходится на долю теллуридных минералов (калаверит, петцит, сильванит и др.).

Также золото-теллуридная минерализация характерна для многих медно-порфировых месторождений, характеризующихся приуроченностью к вулкано-плутоническим поясам активизированных срединных массивов, связью с интрузивными и субвулканическими штоками порфировых гранитоидов диорит-гранодиорит-гранитного ряда. Рудовмещающие породы этих месторождений обычно представлены средними и кислыми вулканитами. Они, как правило, прорываются штоками гранодиоритов, кварцевых диоритов и секутся дайками диоритов и гранит-порфиров [8].

Таким образом, можно констатировать следующее: рассмотренные золоторудные проявления Тисса-Сархойского золоторудного узла связаны с докембрийскими вулканоплутоническими комплексами, в составе которых присутствуют эффузивные образования сархойской серии и, предположительно, комагматичные им интрузии хорингольского комплекса; образование этих золоторудных объектов связано с докембрийским этапом развития региона. Надо сказать, что вывод об образовании золоторудных объектов в докембрии носит предварительный характер, автор надеется, что при последующих исследованиях этот тезис будет аргументирован более уверенно.

Автор признателен к.г.-м.н. Б.Б. Дамдинову за всестороннюю помощь при проведении как полевых, так и камеральных исследований.

1. **Бортников Н.С., Крамер Х., Генкин А.Д. и др.** Парагенезисы теллуридов золота и серебра в золоторудном месторождении Флоренсия (Республика Куба) // Геология рудных месторождений. 1988. № 2. С. 49-61.
2. **Вудолл Р.** Золото в докембрийском щите Западной Австралии // Полезные ископаемые Австралии и Папуа-Новой Гвинеи. М.: Мир, 1980. С. 541-555.
3. **Гармаев Б.Л.** Геолого-минералогические особенности Обокольского золоторудного проявления // Мат. Всероссийской конференции «Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований». М., 2010. С. 129-131.
4. Геология и рудоносность Восточного Саяна // **Добрецов Н.Л., Беличенко В.Г., Боос Р.Г. и др.** Новосибирск: Наука, 1989. 127 с.
5. **Гордиенко И.В.** Геодинамическая эволюция поздних байкалитид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т 47, № 1. С. 53-70.
6. **Дамдинов Б.Б., Миронов А.Г., Борисенко А.С., Гунтыпов Б.Б., Карманов Н.С., Боровиков А.А., Гармаев Б.Л.** Состав и условия формирования оруденения золото-теллуридного типа в Тисса-Сархойской золотоносной провинции (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 8. С. 833-847.
7. **Клаповская Л.И.** Теллур в золоторудных месторождениях архея // Редкие элементы. Сырье и экономика. 1983. № 17. С. 72-77.
8. **Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С.** Медно-порфировые месторождения мира. М.: Недра, 1986. 236 с.
9. **Кузьмичев А.Б.** Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000, 2004. 192 с.
10. **Найбородин В.И.** Генетическое единство древних и «молодых» золото-теллурических месторождений Тихоокеанского рудного пояса // Металлогения Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1982. С. 166-175.
11. **Некрасов И.Я.** Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. М.: Наука, 1991. 302 с.
12. **Шер С.Д.** Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). М.: Недра, 1974. 255 с.

АНАЛИЗ ИНДУЦИРОВАННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ ТАШТАГОЛЬСКОГО РУДНИКА

К.М. Герке¹, С.С. Тарасенко²

¹Институт динамики геосфер РАН, Москва, cheshik@yahoo.com

²Kyoto University, Kyoto, Japan, infra_core@gmail.com

На протяжении десятилетий ведется добыча железной руды на месторождениях Горной Шории, среди которых одним из наиболее перспективных является Таштагольское месторождение, находящееся в зоне развивающихся глубинных разломов. В пределах рудной зоны Таштагольского рудника выделены четыре участка: Западный, Северо-западный, Восточный и Юго-восточный. В настоящее время выработка ведется на Восточном и Юго-Восточном участке. Горные работы проводятся на горизонтах 0-350 м, очистные работы достигли глубины 900 м, горно-капитальные - 1050 м. В течение года добывается в среднем 2 млн. т руды. Суммарные запасы руды на руднике оцениваются в 400-450 млн. т, а вместе с прогнозными на глубине 1200-1700 м (в том числе участок Глубокий) составляют около 1 млрд. т [1]. В удароопасных условиях Таштагольского рудника используется система этажного принудительного обрушения с вибровыпуском руды. Взрывные работы в блоках проводятся 3-4 раза в месяц. На предприятии действует система непрерывного микросейсмического мониторинга. В течение года Таштагольская сейсмостанция регистрирует в среднем до полутора тысяч сейсмических явлений.

Соотношение компонентов главных нормальных напряжений на Таштагольском 2.3:1.4:1, где за единицу принято напряжение в вертикальном направлении (давление массы налегающих пород) [2]. Железная руда и вмещающие породы месторождения – практически изотропные, крепкие породы, которые при нагрузке проявляют упругие свойства вплоть до разрушения. С глубины 300 м появляется стреляние горных пород, а с 600-700 м возникают горные удары, микроудары и толчки. Массовые взрывы по обрушению технологических блоков вызывают толчки и горные удары с разрушением крепи выработок, деформированием железнодорожных путей и повреждением коммуникаций. Поэтому анализ причин, установление механизмов и построение моделей влияния горных работ на сейсмичность и деформационные процессы является актуальной проблемой, причем острота этой проблемы возрастает с увеличением глубины разрабатываемых рудных залежей. Важным является вопрос о связи сейсмических событий с проведением взрывов и выбор таких технологических схем взрывных работ, которые обеспечивают уменьшение риска появления катастрофических горных ударов.

На основе анализа сейсмической активности в районе Таштагольского месторождения по неполному каталогу данных ранее было показано, что: (1) зависимость логарифма количества событий от величины их энергетического класса с хорошей точностью следует закону Гуттенберга-Рихтера с коэффициентом наклона от -0.40 до -0.54 , что значительно превышает значение коэффициента наклона графика повторяемости для естественной сейсмичности в рассматриваемом регионе (-0.32); (2) распределение интервалов времени между последовательными сейсмическими событиями может быть описано распределением Вейбулла с параметрами формы от 0.4 до 0.54, соответствующий параметр для природной сейсмичности рассматриваемого региона имеет значение 0.88; (3) средняя энергия событий в районе проведения взрыва возрастает в 20-40 раз после проведения взрыва, наибольшее количество событий и выделение суммарной сейсмической энергии приходится на первый час после взрыва, постепенно спадает и выходит на фоновое значение через 0.5 – 1 день [3].

В данном исследовании обработка данных сейсмичности на Таштагольском руднике проводилась с использованием каталога взрывов и сейсмических событий за период от 25.11.1984 до 8.11.2009 года. За это время было проведено всего 969 взрывов, из них 101 – крупных для обрушения блоков породы (порядка 100-200 тонн). За данный период сейсмической станцией было зарегистрировано 16411 событий (с энергетическим классом от 1 до 9). Данные по координатам взрыва присутствуют в каталоге, только начиная с 2001 года.

На основе имеющегося каталога было построено распределение количества событий, энергии взрывов и событий (корни кубические из энергий) для каждого месяца за исследуемый период. На основе пространственно-временных данных для событий и взрывов было построено трехмерное расположение взрыва для обрушения блока и всех сейсмических событий, прошедших за 3 суток после него. Полученные графики показаны на Рис.1 и Рис.2, соответственно.

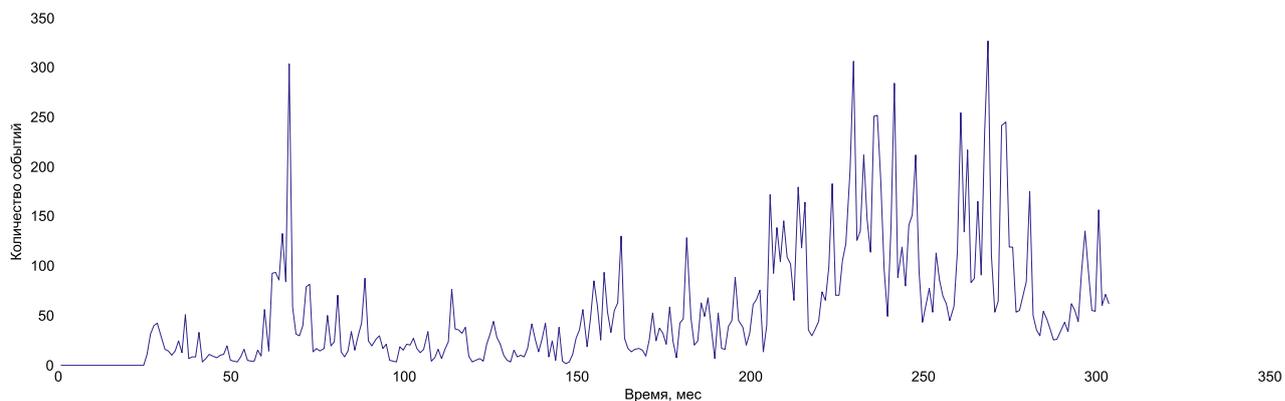


Рис. 1. Количество событий в месяц за весь период

На рис. 1 отчетливо виден пик, соответствующий проведению двух мощных взрывов по обрушению блоков №26, 27 и №7 с перерывом менее месяца (9 февраля 1992 г. и 8 марта 1992 г., соответственно). Данные блоки находились на горизонтах -210 и -140 м на Восточном участке. Массы заложенной взрывчатки и полученные энергии взрывов равнялись 344 и 329 кг, и 3.9×10^8 и 5×10^8 Дж, что, в среднем, в 2-3 и в 2-5 раз выше обычных показателей этих величин для взрывов по обрушению технологических блоков. Такой же пик можно увидеть и на рис. 2, который соответствует высоким энергиям вышеупомянутых взрывов. Однако, несмотря на большое количество динамических событий, такого же, соответствующего энергии взрывов, всплеска энергии событий не наблюдается.

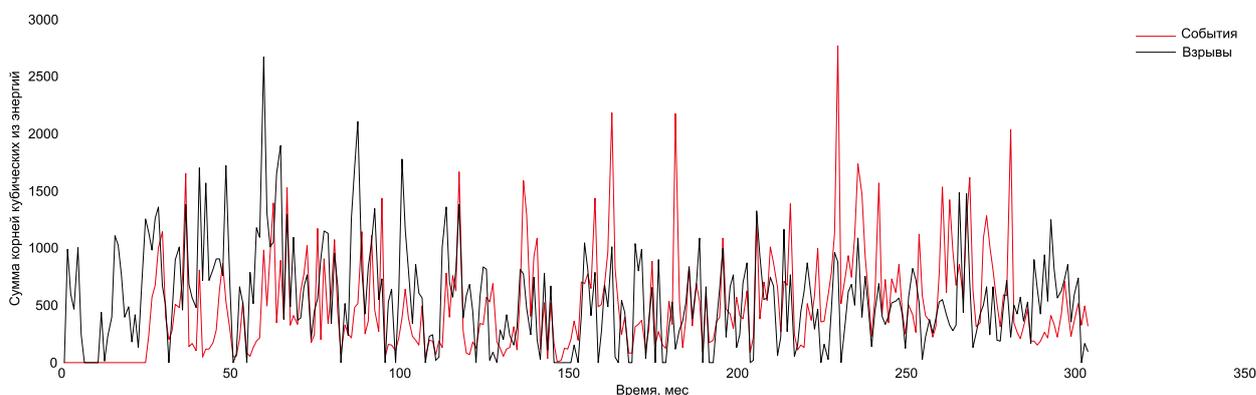


Рис. 2. Сумма корней кубических из энергий взрывов и динамических событий на шахтном поле в месяц за весь период

В последующие годы количество событий находится на более менее постоянном уровне вплоть до 2004 г, с заметным небольшим ростом начиная с середины 2002 г. На рис. 2 же можно заметить, что за все это время с 1992 г. средняя энергия взрывов за месяц плавно уменьшалась, и вышла на примерно один уровень с 1996 г. Максимальное количество событий наблюдается с 2004 до 2008 г., что так же находит свой отклик на рис. 2 в виде увеличения энергии событий с явным пиком в 2004 г. Однако на рис. 2 так же заметны еще два пиковых значения в 1998 и 2000 гг.

Интересно также, что до 1990 г. работы проводились на горизонтах не ниже -210 м на участке Восточный. В целом при анализе отработанных блоков заметно постепенное увеличение глубины работ в течение всего наблюдаемого периода времени. Так, если в 80-х годах работы шли в основном на горизонтах 0 и -140 м, то в конце указанного периода проводится все больше выработки на горизонте -210 м. С 1990 г начинается отрабатываться горизонт -280 м. Уже отмеченные выше два взрыва повышенной энергии проводились на горизонтах -210 и -140 м, которые уже отрабатывались в 1984 и 1985 гг. С 2004 г. начались работы на горизонте -350 м, а также, одновременно начал отрабатываться горизонт +70 на участке Юго-Восточный. В целом, годы наиболее богатые динамическими событиями (2004-2006 гг.) можно охарактеризовать активными работами на горизонте +70 на Юго-Восточном участке и горизонтах -280 и -350 м на Восточном участке.

Пространственно-временной анализ динамических событий, происшедших за 3 дня после крупных взрывов по обрушению технологических блоков выявил группирование таких событий в районе проведения работ (рис. 3). Анализ проводился только для данных, начиная с 2001 г., так как, только начиная с этого времени, определены координаты взрывов. На рисунках кругами показаны взрывы по обрушению блоков, крестами – последующие за ним динамические события.

Легко заметить, что три из четырех взрывов находятся на разных горизонтах Восточного участка, а один из взрывов проводился на Юго-Восточном участке. Интересно, что взрыв на Юго-Восточном

участке не вызвал событий рядом с собой, а все события произошли в районе работ на Восточном участке. Показанный случай является исключительным. Все взрывы на Юго-Восточном участке почти не вызвали динамических событий в своей окрестности, но находили отклик по всему шахтному полю в районе Восточного участка.

Энергии взрывов в каждом из случаев справа налево составили 4.5×10^8 , 4.6×10^7 , 2.6×10^7 , и 2.6×10^8 Дж, соответственно. Минимальные энергии событий во всех случаях находились в интервале 8-20 Дж, а максимальные равнялись 4.6×10^6 , 7.9×10^3 , 5.4×10^4 , и 9.1×10^3 Дж, соответственно. Таким образом, хотя за наиболее сильным из рассмотренных взрывов последовало самое мощное динамическое событие, данная тенденция не сохраняется для остальных взрывов, так как взрыв одного порядка энергии спровоцировал событие с энергией на три порядка меньшей. То же самое и со вторым и третьим взрывом, где за более сильным взрывом следовало более слабое по мощности самое сильное событие.

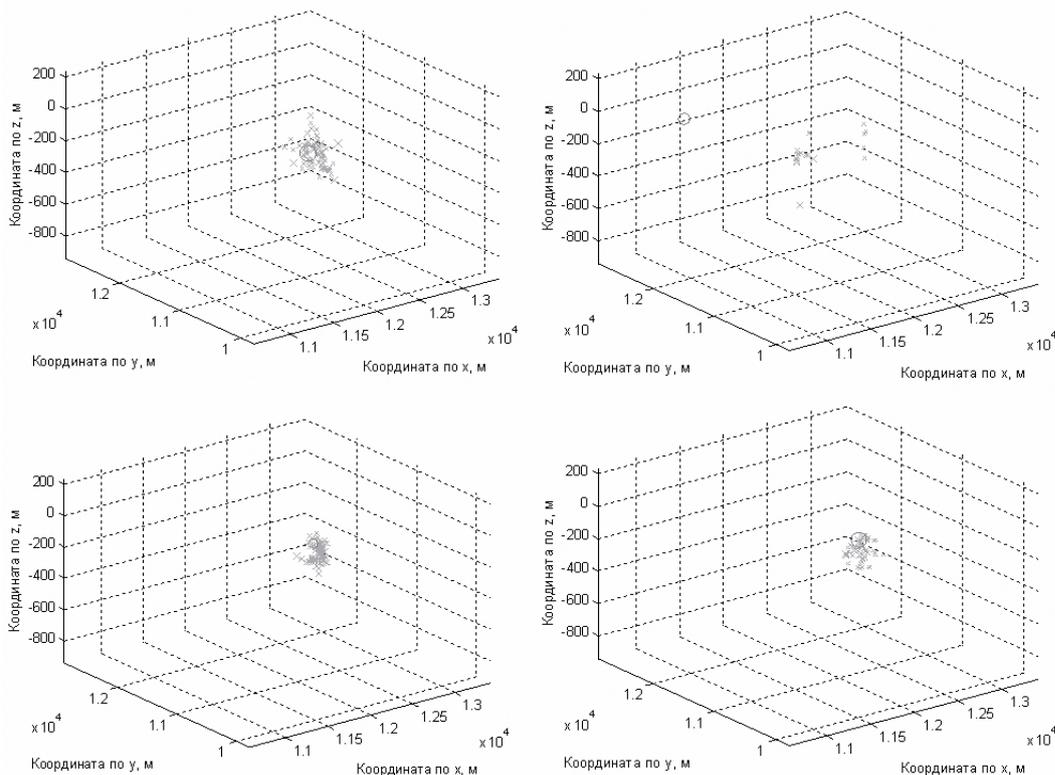


Рис. 3. Расположение взрывов и последовавших за ними событий (в течение 3х дней). Кругами показаны взрывы, крестами - события.

В целом, анализ данных показывает, что, хотя энергия проводимых массовых взрывов уменьшилась, начиная с 90-х годов, общая энергия динамических событий возрастала, а количество событий сильно возросло с 2002-2004 гг. Было отмечено, что возрастание энергии событий происходило в основном за счет слабых событий с энергетическим классом от 1 до 3. Однако, наиболее сильные последствия: взрывы и последующие динамические события произвели именно в 2001-2007 гг. В этот период отмечались массовые нарушения креплений и бортов, заколы, обрушения бетонной крепи. Это дает возможность предположить, что при увеличении количества событий, регистрируемых в шахтном поле, происходит увеличение как событий с небольшими энергиями, так и более мощных событий, которые могут приводить к разрушениям на руднике.

Общее увеличение количества динамических событий может быть явно связано с увеличением глубины разработок. В период значительного увеличения таких событий также начались взрывы на Юго-Восточном участке. На данный момент определить, какой из этих факторов является доминирующим, однозначно нельзя, так как последние начались лишь в 2004 г., и их начало совпадает с началом отработки горизонта -250 м на Восточном участке. Данный вопрос представляет большой интерес и требует продолжения исследований с привлечением более сложных методов пространственно-временной и статистической обработки данных.

Особенный интерес вызывает тот факт, что события, вызванные массовыми взрывами на Юго-Восточном участке, происходят не только в окрестности проведения взрывных работ, но, в основном, в районе Восточного участка. Можно предположить, что это обусловлено наличием на Восточном участке разломов, зон повышенного давления или активных подвижек. Наиболее перспективным для более глубоко изучения данного феномена кажется построение детальной трехмерной карты событий, выделения особо активных участков с последующим исследованием наиболее

активных областей в полевых условиях в поисках аномалий.

В результате анализа сейсмической активности в районе Таштагольского месторождения в сопоставлении с параметрами взрывных работ можно сделать следующие обобщающие выводы:

1) Энергия и количество динамических событий на руднике росло, несмотря на то, что общая энергия производимых взрывов заметно уменьшилась.

2) Увеличение динамической активности в шахте находится в хорошей зависимости от глубины выработки, последняя постоянно увеличивалась.

3) Массовые взрывы на участке Юго-Восточный на гораздо более высоких горизонтах (+ 70 м) в основном вызывают динамические события в районе участка Восточный на горизонтах -280 и -350 м, переход на которые связывается с увеличением активности динамических событий.

4) Пространственный анализ взрывов и событий позволяет предположить наличие сдвиговой зоны в районе участка Восточный.

5) Полученные результаты предполагают наличие связей между взрывами и динамическими событиями, обнаруживают ряд оригинальных явлений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ проект № 10-05-00638-а.

1. Курленя М.В., Еременко А.А., Цинкер Л.М., Шрепп Б.В. Технологические проблемы разработки железнорудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 2002. 240 с.

2. Еременко А.А., Еременко В.А., Гайдин А.П. Совершенствование геотехнологии освоения железнорудных удароопасных месторождений в условиях действия природных и техногенных факторов. Новосибирск: Наука, 2008. 312 с.

3. Еременко А.А., Еременко В.А., Рашева С.В., Турунтаев С.Б. Влияние взрывов на техногенную сейсмичность в районе Таштагольского месторождения // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2009. № 5. С. 66-74.

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ НОРИЛЬСКОГО РУДНОГО УЗЛА КАК ПЕРСПЕКТИВА ДЛЯ УВЕЛИЧЕНИЯ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА

О.М. Глазунов¹, Л.К. Мирошникова²

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

²Норильский индустриальный институт, Норильск, miroshnikova_lk@mail.ru

Норильский рудный узел, включающий ряд крупных платиноидно-медно-никелевых месторождений Талнахского и Октябрьского, занимает площадь, тяготеющую к Норильско-Хараелахскому разлому (рис. 1).

Аномальные поля, специализированные на рудогенные микроэлементы, пространственно совпадают с основными рудными зонами. Западно-Пясинский, Тальминский, Арылахский рудные узлы картируются высокоградиентными аномалиями и зонами рассеянной минерализации Cu-Ni типа (рис. 1). Вместе с тем, в пределах каждого рудного узла отмечаются свои особенности. В районе Западно-Пясинского рудного узла присутствуют геохимические ассоциации с ведущим Mo (рис. 1). В пределах Арылахского рудного узла широко развиты геохимические аномалии с преобладающим Sn.

По степени минерализации в подземных водах, залегающих в пределах известных месторождений Талнахского рудного поля, выделяются четыре гидрогеохимических зоны (А-Г) (рис. 2).

Аномальные концентрации микроэлементов-индикаторов оруденения приурочены к площадям развития рудоносных и потенциально рудоносных интрузий, но значительно превосходят размеры последних. Площадь распространения гидрогеохимических ореолов подземных вод составляет до 35 км². Гидрогеохимические ореолы могут локализоваться как в непосредственной близости от рудных тел, так и на удалении от них в 1000-2000 м, что определяется направлением стока вод и миграционной подвижностью микроэлементов. По результатам спектрального анализа сухого остатка гидрохимических проб, отобранных из горизонтов подземных вод, вскрытых при бурении разведочных скважин, составлена гидрогеохимическая схема распределения рудогенных микроэлементов в подземных природных водах площади Талнахского рудного узла (рис. 2).

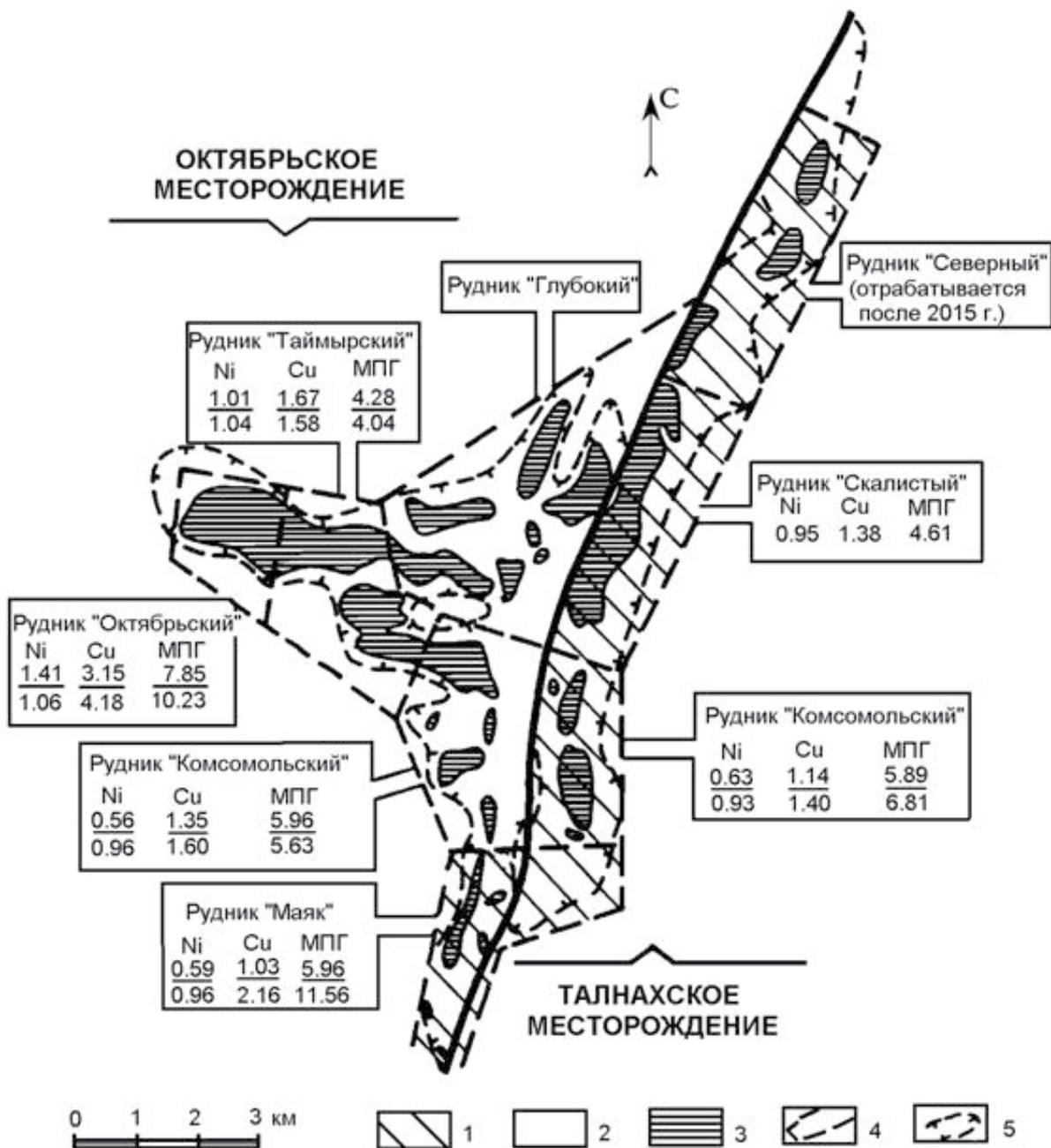


Рис. 1. Схема расположения месторождений и полей рудников (с содержанием в рудах Ni, Cu в %, МПП в г/т) Талнахского рудного узла, по [1].

1, 2 - месторождения: 1 - Талнахское, 2 - Октябрьское; 3 - залежи богатых сплошных руд; 4 - границы Талнахского рудного поля; 5 - контур Талнахского интрузива. Содержание металлов: в числителе - по состоянию на 01.01.2000, в знаменателе - на начало отработки. Гидрогеохимические аномалии над месторождениями включают такие элементы как Cu, Ni, Co, Cr, Zn. Ранее было отмечено, что высокие концентрации элементов - индикаторов сульфидного оруденения в основном маркируются в подземных сульфатных водах с низкой минерализацией.

Положение сквозных гидрогеохимических полей концентрирования рудогенных микроэлементов над глубокозалегающими никеленосными интрузиями отчасти контролируется структурно-тектоническими элементами Норильско-Хараелахского разлома с оперяющимися разрывными нарушениями. Важное значение имеют сквозные талики, благодаря которым происходит миграция микроэлементов снизу вверх. Расчленённый рельеф и многолетнемёрзлая толща пород создают систему напорных подземных горизонтов.

Наиболее достоверными признаками сульфидного медно-никелевого оруденения на глубине являются повышенные значения сульфат-иона (более 50 мг/л) в водах с низкой минерализацией, а также наличие хлоридных натриево-кальциевых вод с минерализацией от 0.5 до 2.5 г/л.

шает ПДК и среднее значение для подземных тундровых вод: Ni - 1.84, Co - 0.29, Cu - 2.44, Cr - 2.34 мкг/л. Если учесть присутствие в них Zn, Pb и других компонентов, то стоит задуматься над тем, как оградить людей от столь большой опасности их употребления. В значительной мере решение этого вопроса облегчается централизованной подачей питьевых вод из скважин. Сдерживающее и ограждающее влияние от заражения подземных вод пиковыми концентрациями элементов из рудных горизонтов и производственных заводских выбросов оказывают мерзлотный слой и сорбционные качества вмещающих пород.

С позиции экологии нельзя не обратить внимания на перспективы очистки и облагораживание рудничных стоков за счёт сорбционного эффекта осадочных пород силура, девона и карбона. Наиболее высокой поглощающей и фильтрующей ёмкостью отличаются песчаники, алевролиты и угли тунгусской серии карбона-перми, мергели, доломиты, аргиллиты девона и силура (мантуровская и курейская свиты). Фоновые значения в них: Ni - 1.2, Co - 0.5, Cu - 2-3, Cr - 1-7 (10⁻³ %) создают своего рода очистительный геохимический барьер, являясь центрами концентрирования и собирательной кристаллизации колломорфных минералов, соответствующих элементов, включая токсичные. Следы вторичного выборочного обогащения вод отражаются в высокой дисперсии содержания элементов.

Территория гидрогеохимических аномалий сульфатных вод с высококонтрастными вариациями уровней меди, никеля, кобальта и большим площадным распределением выделяется максимальной угнетённостью почвенно-растительного покрова. Данные аномалии в значительной мере связаны с природной металлогенической ситуацией района, которая отражает уникальность норильских месторождений по запасам и содержанию Ni, Cu, Co в рудах. Структура первичных аномалий, нагруженная метасоматическим привносом Mo, Sn, Zn и ещё более осложнённая влиянием техногенного фактора, в результате проявляется в смещении природного равновесия гидрогеохимического поля и приводит к появлению сложных ассоциаций элементов.

Таким образом, экстремально насыщенные природные геохимические аномалии в пределах рудных полей оказываются не менее опасными для здоровья людей, нежели аномалии антропогенного стресса. Их выделяют контрастные амплитудно-частотные характеристики, случайные ассоциации химических элементов, несогласованность с геофизической картиной и вещественным составом рудных полей, что необходимо учитывать при организации поисков и экологического мониторинга.

1. Валетов А.В., Бадтиев Б.П., Рябкин В.А., Олешкевич О.И. Современное состояние минерально-сырьевой базы ОАО «Норильская горная компания» // Цветные металлы. 2000. № 6.

2. Додин Д.А., Додина Г.С., Кравцов В.Ф. и др. Генетические основы минералого-геохимических методов поисков месторождений сульфидной медно-никелевой формации // Геохимия и минералогия рудных формаций Норильского района. Л.: Наука, 1988. С. 29-38.

СОСТАВ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПЛАТИНОНОСНЫХ ПИРИТ-МАГНЕТИТ-ХЛОРИТОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ХУРАЙ-ЖАЛГИНСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

Б.Б. Дамдинов

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

Хурай-Жалгинское платиноидное рудопроявление приурочено к одноименному ультрабазит-метабазитовому массиву, расположенному в верховьях руч. Хурай-Жалга (бассейн р. Тустук). Массив представляет собой тело субширотного простирания, размером 4 км на 600 м, залегающее в зеленосланцевой толще, сложенной кварц-альбит-хлоритовыми, кварц-эпидот-хлоритовыми, кварц-хлорит-амфиболовыми сланцами, с мелкими телами метабазальтов, метагабброидов, метаультрабазитов, а также прослоями известняков, туфопесчаников и углеродистых сланцев (рис. 1). Основные и ультраосновные породы массива изменены до амфиболитов и серпентинитов, среди которых отмечаются небольшие тела измененных (амфиболитизированных) пироксенитов. Породы в разной степени рассланцованы, милонитизированы и катаклазированы. Работами Н.Л. Добрецова и Е.В. Скларова [1, 2] показано, что вулканогенно-осадочная толща, вмещающая массив, метаморфизована в условиях глаукофансланцевой фации при давлении >7-8 кбар и температуре 380-420°C, что доказыва-

ется присутствием в сланцах таких минералов, как ферроглаукофан, барруазит, магнезиорибекит. В составе вулканогенной части толщи выделяются члены офиолитовой ассоциации (гипербазиты, габбро, диабазы и т.д.). Кроме того, было установлено, что эта толща имеет тектонические (преимущественно надвиговые) контакты как с “подстилающими”, так и с “перекрывающими” отложениями и резко отличаются от них по типу метаморфизма и характеру пластических деформаций.

Эти данные позволяют предполагать, что толща представляет собой реликт офиолитового покрова надвинутого на отложения дабанжалгинской и нижнеокинской свит. Судя по широкому развитию основных пород (в данном случае амфиболитов) и подчиненному количеству гипербазитов (серпентинитов), можно считать, что массив является фрагментом кумулятивного комплекса офиолитовой ассоциации. В то же время, базит-гипербазиты Хурай-Жалгинского массива отличаются от пород Ильчирского и Боксон-Харанурского офиолитовых поясов. Так, в массиве практически не встречается неизменных ультраосновных и основных пород, в амфиболитах и зонах пирит-магнетитовой минерализации (пирит-магнетит-хлоритовых метасоматитах), так же как и во вмещающей толще, присутствуют минералы группы глаукофана, что свидетельствует о влиянии на породы высокобарического низкотемпературного метаморфизма. Такие условия метаморфизма возникают в субдукционной обстановке, где, по-видимому, и были преобразованы породы массива и вмещающей толщи [2].

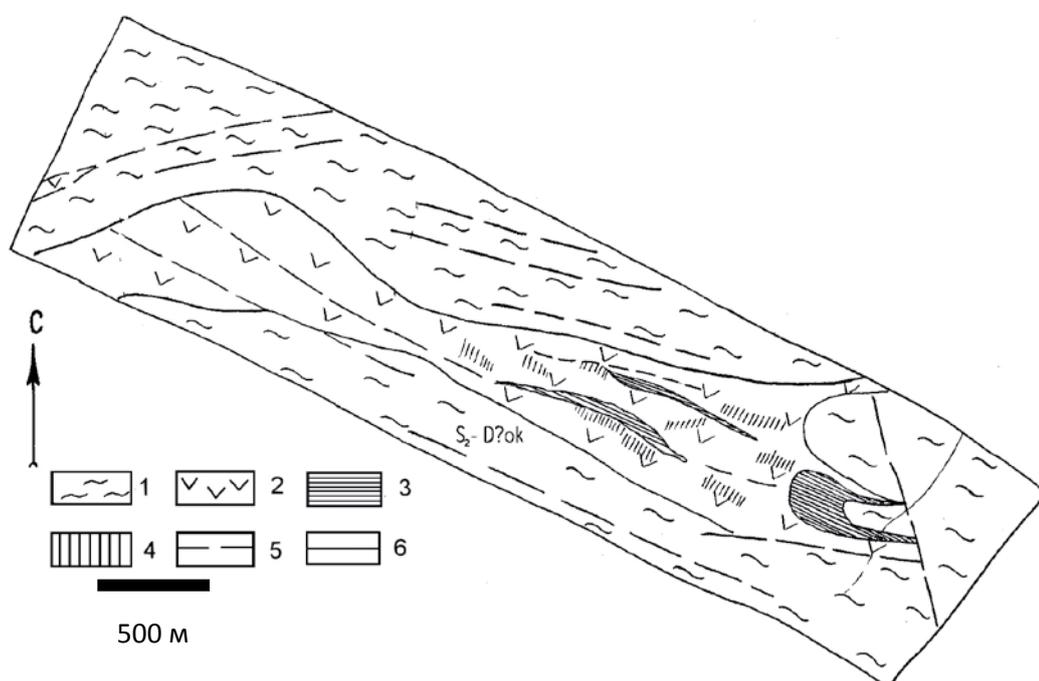


Рис. 1. Схема геологического строения Хурай-Жалгинского массива: 1 - зеленосланцевая толща с глаукофаном и мелкими телами метабазитов; 2 - амфиболиты; 3 - серпентиниты; 4 - зоны пирит-магнетитовой минерализации в амфиболитах (пирит-магнетит-хлоритовые метасоматиты; 5 - разломы; 6 - геологические границы

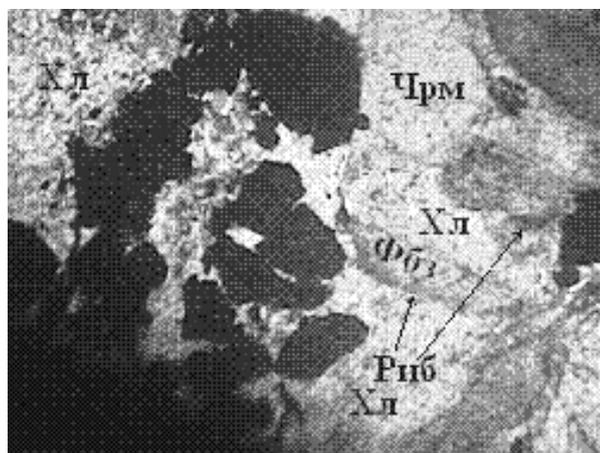
Платинометальная и рудная минерализация сосредоточена в достаточно протяженных (до 900 м) зонах пирит-магнетит-хлоритовой минерализации в амфиболитах и телах сульфидизированных гранат-диопсид-хлоритовых родингитов. Рудная минерализация представлена преимущественно магнетитом, слагающим густую вкрапленность. Среди магнетита отмечаются реликты ильменита. Участками среди магнетита проявлена существенно пиритовая, с редким халькопиритом и зигенитом, минерализация. Сульфиды слагают мелкие прожилки и вкрапленность, реже изометричные включения в магнетите. Кроме вышеуказанных, среди рудных минералов обнаружены гематит, рутил, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, касситерит. Благороднометальная минерализация в породах представлена самородным золотом разной пробыности, ртутистым, медистым золотом, интерметаллидом золота и олова. Из минералов ЭПГ диагностирован сперрилит. В целом, для измененных гипербазит-базитов характерны повышенные содержания V (до 2675 г/т), Cu (до 3300 г/т), Zn (до 280 г/т), Hg (до 0.17 г/т), Ag (до 60 г/т). Концентрации благородных металлов достигают следующих значений: Au – до 1.47 г/т, Pt – до 5.2. г/т, Pd – до 0.55 г/т.

Пирит-магнетит-хлоритовые метасоматиты представляют собой интенсивно пиритизированные, магнетитизированные и хлоритизированные амфиболиты темно-зеленого, часто с голубоватым оттенком, цвета, участками рассланцованные и трещиноватые. Иногда содержат

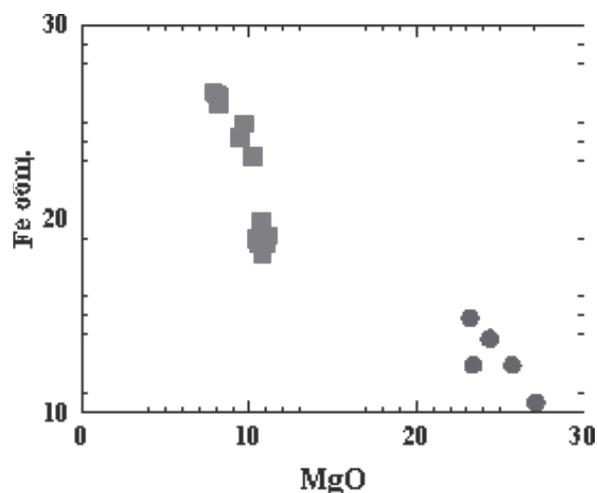
небольшие количества углеродистого вещества. Породы сложены в основном агрегатом магнетиального хлорита (пеннин-клинохлор) с реликтами амфиболов и значительным количеством магнетита (до 30 об.%), часто проявлена и пиритовая минерализация, вплоть до почти мономинеральных сульфидных руд, реже встречаются эпидот, кварц и клинопироксен. Амфиболы представлены тремя разновидностями, отчетливо различающимися в шлифах: первая имеет темно-зеленый до светло-коричневого цвет, представлена ферричермакитом, вторая – имеет голубой цвет, представлена феррибарруазитом и винчитом, а третья, представленная магнезиорибекитом, присутствует в виде оторочек фиолетового цвета. При микрозондовом изучении отдельных зерен амфибола установлено, что от центров к краям зерен увеличивается содержание Na, тогда как Ca и Al – понижаются. Повышение натриевости амфиболов связано с влиянием прогрессивного высокобарического низкотемпературного метаморфизма.

При изучении шлифов видно, что рудная минерализация приурочена именно к хлоритовой части пирит-магнетит-хлоритовых метасоматитов, тогда как в реликтах амфиболов пирит и магнетит присутствуют лишь в виде единичных прожилков и включений, приуроченных к мелким трещинкам. Ориентировка зерен рудных минералов согласна с ориентировкой чешуек хлорита, также наблюдается корреляция объемных содержаний рудной минерализации с хлоритовым агрегатом. На основе этих данных можно сделать вывод, что формирование рудной минерализации синхронно с формированием хлоритовой составляющей. Следовательно, подтверждается предположение о том, что пирит-магнетит-хлоритовые метасоматиты являются продуктами более позднего изменения амфиболитов, содержащих Na-амфиболы.

Одной из проблем происхождения пирит-магнетит-хлоритовых метасоматитов является источник железа [3], поскольку содержание FeO в породах достигает почти 60 вес.%. Учитывая, что в агрегатах магнетита обнаружены реликты ильменита, есть основания предполагать, что сами базиты были относительно обогащены последним. Позднее ильменит был преобразован в магнетит и рутил. Однако, такие высокие концентрации ильменита трудно ожидать в пределах небольшого тела базитов, соответственно, первоначально присутствующая рудная минерализация формирует только часть наблюдаемой. Остальная часть Fe обязана своим происхождением хлоритизации амфиболитов. К этому склоняют такие признаки, как наличие рудной минерализации только в хлоритовом агрегате, что видно в шлифах (рис. 2а), а также разница в содержаниях Fe в хлорите и амфиболах, т.е. при хлоритизации последних железо выносится и отлагается в виде магнетита, а затем, под влиянием S-содержащих флюидов, преобразуется в пирит (рис. 2б).



А



Б

Рис.2. А – фотография шлифа пирит-магнетит-хлоритовых метасоматитов: Хл – хлорит, Чрм – ферричермакит, Фбз – феррибарруазит, Риб – магнезиорибекит, черное – рудные минералы. Видно, что рудные минералы приурочены к хлоритовой части породы. Б – соотношения Fe общ. и MgO в амфиболах (квадрат) и хлорите (круг).

Известные P-T условия формирования пород Хурай-Жалгинского массива ($P > 8$ кбар и $T = 250-300^\circ\text{C}$), вмещающих пирит-магнетит-хлоритовые метасоматиты, отвечают субдукционной обстановке, где сохранность высокобарических минеральных ассоциаций объясняется быстрым выведением (экзгумацией) блока субдуцированных пород на поверхность [2]. Считается, что такой процесс возможен при аккреции островной дуги с континентом или микроконтинентом. К островодужным

геодинамическим обстановкам приурочены золото-ртутные и золото-оловорудные металлогенические провинции, формирование которых связано с поступлением флюидов из глубинных частей зоны субдукции [4, 6]. Этим объясняется присутствие в родингитах и пирит-магнетит-хлоритовых метасоматитах золото-ртутной и оловосодержащей минерализации, а также обогащение пород Pt и Pd, так как при частичном плавлении мантийных перидотитов эти элементы выносятся из реститов и, по-видимому, обогащают субдуцированный блок [5].

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, грант №-10-05-00012.

1. Добрецов Н.Л., Беличенко В.Г., Боос Р.Г., Бутов Ю.П., Гордиенко И.В. и др. Геология и рудоносность Восточного Саяна. Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1989. 127 с.

2. Добрецов Н.Л., Соболев Н.В., Шацкий В.С. и др. Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1989. 236 с.

3. Жмодик С.М., Миронов А.Г., Жмодик А.С. Золотоконцентрирующие системы офиолитовых поясов (на примере Саяно-Байкало-Муйского пояса). Новосибирск: Ак. изд-во «Гео», 2008. 304 с.

4. Озерова Н.А. Ртуть и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1986, 231 с.

5. Рудашевский Н.С. Новая модель дифференциации элементов платиновой группы в литосфере // ЗВМО. 1984. № 5. С. 521-539.

6. Степанов В.А., Моисеенко В.Г. Геология золота, серебра и ртути. Ч. 1. Золото-ртутные месторождения. Владивосток: Дальнаука, 1993. 228 с.

ОСОБЕННОСТИ Р, Т-ПАРАМЕТРОВ И СОСТАВА РАСТВОРОВ, ФОРМИРОВАВШИХ РАЗНОТИПНУЮ ШТОКВЕРКОВУЮ МИНЕРАЛИЗАЦИЮ (Mo-W) В ПРЕДЕЛАХ ДЖИДИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Л.Б. Дамдинова

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

В целях изучения физико-химических факторов рудообразования в пределах штокверкового Мо месторождения (Джидинское рудное поле) были изучены строение и минеральный состав вмещающих пород и рудоносных молибденит-кварцевых (1 тип) и кварц-гюбнеритовых прожилков (2 тип). Породы, вмещающие оруденение, представлены порфировидными гранитами, которые имеют относительно выдержанный состав. Мелкозернистая основная масса этих пород сложена КППШ (до 30-40%), кварцем (30-35%), плагиоклазом (20-25%), а также биотитом и мусковитом, количество которых в разных шлифах варьирует от 5 до 10%. Кроме того, отмечается редкая вкрапленность (1-2%) пирита, флюорита и апатита (<1%). Вкрапленники, равномерно распределенные в основной массе, достигают в размерах 5 мм и представлены кварцем, КППШ и реже плагиоклазом.

Табл. 1.

Среднее содержание главных (мас.%) и ряда примесных (г/г) элементов в гранитах Первомайского массива (верхние строки) и стандартное отклонение (нижние строки) по четырем пробам

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	F	п.п.п	Сум-ма
73.18	0.17	13.63	0.75	1.07	0.26	0.03	0.83	4.02	4.61	0.05	0.47	0.37	1.36	100.53
1.08	0.03	0.30	0.31	0.58	0.04	0.01	0.15	0.37	0.40	0.02	0.24	0.08	0.46	0.29
Cu	Zn	Mo	Sn	Ta	W	Pb	Th	U	Rb	Sr	Ba	Be	Zr	Nb
107.2	53.8	17.2	7.7	1.9	15.0	35.5	30.2	14.3	533.7	129.1	308.1	7.1	156.5	25.7
6.5	6.0	15.6	3.4	0.7	3.1	2.7	0.1	6.8	40.6	39.7	42.0	8.3	10.6	6.6

Примечание. Силикатный анализ гранитов выполнен в ГИН СО РАН, аналитики Иванова В.А., Гусева Н.Л., Боржонова И.В., Цыренова А.А. Примеси – в ИГХ СО РАН методом ICP-MS, аналитик Смирнова Е.В.

Молибденит-кварцевые прожилки на 80-90% сложены изометричными зернами кварца, участками отмечаются шестоватые зерна, растущие перпендикулярно стенкам прожилка. Это свидетельствует о том, что прожилки, вероятнее всего, формировались путем выполнения трещин. Мощность прожилков варьирует от 0.2 до 1.5 см, границы с вмещающими породами четкие, в большинстве случаев ровные. Молибденит образует скопления чешуек, иногда радиально-лучистые агрегаты, количество его в среднем варьирует от 5 до 10%. Распределение молибденита неравномерное, в одних случаях он приурочен к центральной части, в других к зальбандам прожилков или рассеян во всем объеме жильного кварца. Гораздо реже чешуйки молибденита выходят за пределы прожилка во вмещающие породы.

Основными минералами кварц-гюбнеритовых прожилков являются кварц (80-90%) и гюбнерит (до 10%), изредка в них отмечается берилл (до 1%), часто эти прожилки имеют зональное строение, обусловленное наличием в зальбандах агрегата кристаллов мусковита и гюбнерита, иногда берилла, ориентированных головками к центральной существенно кварцевой части прожилков. В большинстве прожилков преобладающее количество кристаллов гюбнерита, реже берилла располагается корневой частью в контакте с вмещающей породой.

Направленные от зальбандов навстречу друг другу агрегаты кристаллов гюбнерита или берилла свидетельствуют об образовании прожилков в результате заполнения полостей трещин минеральным веществом.

По результатам химического анализа закономерное изменение состава вмещающих гранитов фиксируется в узких (1-3 см) зонах, примыкающих к рудным прожилкам, что свидетельствует о диффузионно-метасоматической природе этих оторочек. Среди петрогенных компонентов только TiO_2 , FeO, MnO, MgO не обнаруживают значимых отклонений от фоновых значений, характерных для неизмененных гранитов. По поведению других макроэлементов молибденит-кварцевые прожилки также можно разделить на подтипы, которые заметно различаются. Первый подтип сопровождается оторочками с фоновым содержанием F, которые резко обеднены SiO_2 и Na_2O , обогащены K_2O , иногда Al_2O_3 , Fe_2O_3 и S. Для прожилков второго подтипа десиликация гранитов и увеличение K_2O в этих оторочках не характерны, а их обеднение Na_2O и Al_2O_3 проявляется в случаях повышенного содержания флюорита в жильном материале. Для околопрожилковых оторочек этой группы характерна обогащенность F и S.

Поскольку штокверк локализован в однородных по составу гранитах (табл. 1), выявленные различия предполагают образование прожилков первого подтипа высококалиевыми растворами повышенной щелочности, а второго – околонеutralными растворами с более высокой концентрацией S и F.

Содержание Mo в молибденит-кварцевых прожилках первого подтипа (0.0n-0.1%), как правило, десятикратно ниже, чем во втором (0.n-n%). Околорудные метасоматиты первого подтипа обычно обогащены Mo, W, Sn, Li, обеднены Zn, а для околопрожилковых оторочек второго подтипа повышенные содержания Mo и Sn менее характерны, изменения содержаний Pb знакопеременны.

По поведению большинства макроэлементов в визуально неразличимых околопрожилковых оторочках вблизи кварц-гюбнеритовых прожилков (2 тип) значимых отклонений не обнаружено. Характерно небольшое увеличение содержания K_2O , также около них отмечается обеднение Be, W, Sn и выявлено повышение содержаний Mo, Sn и Li.

Данные о составе рудообразующих растворов и условиях формирования прожилковой минерализации двух типов получены в результате изучения кристаллов кварца, флюидные включения (ФВ) в котором имеют довольно крупные размеры и подходят для изучения методами термометрии и криометрии. В других минералах включения, пригодные для изучения, не обнаружены. Наряду с доминирующими вторичными включениями, которые в большинстве случаев образуют шлейфы, в кварце обнаружены первичные относительно крупные ФВ от 20 мкм и выше, удаленные от залеченных трещин и шлейфов вторичных включений. Визуально эти ФВ в разных прожилках практически однотипны, как правило, для них характерно отсутствие кристалликов и наличие газового пузыря без видимой каемки жидкой CO_2 . Такие включения относятся к ФВ гомогенного захвата, достоверных признаков гетерогенизации не обнаружено.

Микроаналитическое изучение относительно крупных ФВ методом лазеро-спектрального анализа [1, 2] показало, что по содержанию металлов растворы, сформировавшие прожилковую минерализацию двух типов, заметно отличаются по содержанию рудных компонентов.

Результаты изучения ФВ сведены в табл. 2, где видно, что интервалы температур эвтектики и температур гомогенизации для обоих типов прожилковой минерализации перекрываются, соленость рудообразующих растворов также находится приблизительно в одном интервале. По содержанию рудных компонентов для ФВ из кварц-молибденитовых прожилков характерны высокие содержания Mo (0.4-9.2 г/кг) в растворах, а также Cu, Zn и Ag. Для второго типа прожилков характерны только высокие содержания W (0.3-8.3 г/кг) и Ag.

Табл. 2

	Температура, °С		Состав ФВ						
	T _{эвт}	T _г	CO ₂ , мас. %	экв. NaCl, мас. %	Mo, г/кг	W, г/кг	Cu, г/кг	Zn, г/кг	Ag, г/кг
1	-27... -29.7	239-314	н.п.о.	10.5-14.5	0.4-9.2	<5.5	0.03-2	0.2-0.3	1.1-5.4
2	-28... -31.2	215-296	н.п.о.	9.3-16.8	<2.5	0.3-8.3	0.003-1.8	-	0.01-4.5

Таким образом, можно сделать выводы, что формирование разнотипной минерализации в пределах Джидинского рудного поля не зависело от температурного фактора, солёности рудообразующих растворов и литологии вмещающих пород. Эффективность переноса и концентрированного отложения Mo и W зависела от щелочности/кислотности растворов, а также активности K, F, S. Наиболее богатая минерализация Mo и W формируется из околонефтральных растворов с более высокой концентрацией S и F. Одним из главных условий образования промышленной штокверковой Mo-W минерализации является наличие рудообразующих растворов с высокими концентрациями профилирующих металлов.

Работа выполнена при поддержке гранта Президента РФ № МК-4543.2007.5 и гранта «Фонда содействия отечественной науке».

1. **Ишков Ю.М., Рейф Ф.Г.** Лазерно-спектральный анализ включений рудоносных флюидов в минералах. Новосибирск: Наука, 1990. 93 с.

2. **Reyf F.G.** Direct evolution of W-rich brines from crystallizing melt within the Mariktikan granite pluton, west Transbaikalia // Mineral. Depos. 1997. V. 32. P. 475-490.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОНЕВИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

З.Б. Дашинимаев

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Dashinimaev2007@yandex.ru

Коневинское месторождение расположено в юго-западной части Хужирского рудного поля в пределах Сайлагского гранодиоритового массива.

Породы массива представлены средне-мелкозернистыми порфировидными гранодиоритами таннуольного комплекса (PZ₁). По химическому составу гранодиориты Сайлагского массива относятся к калиево-натриевой серии (Na₂O/K₂O=0,6-1,6) и обладают повышенной щелочностью (Na₂O до 5,41; K₂O до 6,36 мас. %). По концентрациям элементов-примесей граниты и гранодиориты Коневинского месторождения наиболее соответствуют гранитоидам известково-щелочного ряда по классификации Л.В. Таусона [2]. Как известно, гранитоиды известково-щелочного ряда формируются в геодинамических обстановках активных континентальных окраин. Все они могут быть разделены на две группы: гранодиориты, приуроченные к периферическим частям массивов, и граниты в центральных частях массивов. Породы состоят из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца и биотита (до 5%).

Исследованные граниты относятся к гранитам I-типа, характеризующиеся метаглиноземистым составом, индекс ASI изменяется в них от 0,69 до 1,10, в некоторых случаях достигая 1,20. Индексы ASI гранитов имеют близкие значения от 1 до 1,1 (табл. 1).

Табл. 1

Индекс ASI гранитоидов

№ пробы	Al ₂ O ₃ (вес. %)	Na ₂ O (вес. %)	K ₂ O (вес. %)	CaO (вес. %)	Индекс ASI
Ко-7	15,20	4,72	3,73	2,57	1
Ко-15	11,70	3,65	4,38	0,55	1,1
Ко-26	15,40	4,78	3,55	2,51	1,07

На дискриминационных диаграммах Пирса (Rb–(Nb+Y) и Nb–Y) изучаемые нами граниты попадают в поле островодужных гранитов. Диаграммы, наряду с данными по химическому составу гранитов, наглядно показывают, что гранитоиды соответствуют гранитам, образующим в геодинамических обстановках активных континентальных окраин (рис. 1).

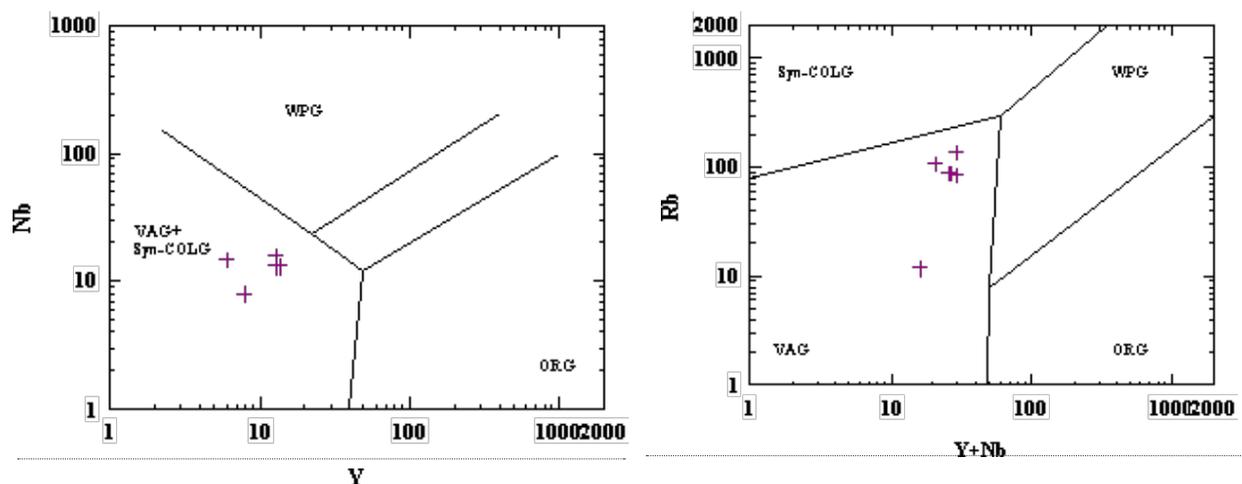


Рис. 1. Дискриминационные диаграммы Пирса (Nb - Y и Rb - (Y+Nb)) для гранитоидов Сайлагского массива. VAG - граниты вулканических дуг, Syn-COLG - коллизионные граниты, WPG - внутриплитные граниты, ORG - граниты океанических хребтов.

Таким образом, породы, вмещающие Коневинское золоторудное месторождение, имеют смешанное происхождение и относятся к гранитам I-типа, которые сформировались в обстановке активной континентальной окраины.

Характерной особенностью гранитов Сайлагского массива являются относительно повышенные содержания Au, Ag (табл. 2); равномерная мелкая вкрапленность сульфидных минералов (пирит, халькопирит, молибденит, редко галенит, тетраэдрит).

Табл. 2

Концентрации Au и Ag в гранитах Сайлагского массива (г/т)

№ пробы	Au	Ag
Ко-38	0,05	1
Ко-7	0,25	1
Ко-8	0,073	20
Ко-15	0,087	1
Ко-26	0,059	1,2
Ко-30	0,077	1,5
Ко-36	0,15	

Рудные тела на месторождении представлены кварцевыми жилами, обрамленными зонами сульфидизации (березитизации). Кварц от светло-серого до темно-серого. Рудная минерализация образует гнездовые скопления и представлена пиритом, тетрадимитом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, блеклыми рудами, антимонитом.

Пирит слагает идиоморфные кристаллы. Размер зерен варьирует от сотых долей до 3,5 мм, в некоторых случаях они окислены до лимонита. Нередко по краям обрастает агрегатами халькопирита и корродируется сфалеритом и галенитом. В породе образует прожилки мощностью до 1-2,5 см.

Халькопирит образует выделения неправильной формы размером до 1,5 мм. Халькопирит встречается как в виде самостоятельных зерен, так и в виде включений в тетрадимите.

Тетрадимит представлен ксеноморфными кристаллами размером до 3 мм. Цвет минерала белый со слабым желтоватым оттенком.

Галенит образует ксеноморфные агрегаты неправильной формы с неровными краями. Размер зерен варьирует от долей мм до 3,0 мм, встречается в виде редких единичных включений или в ассоциации со сфалеритом.

Айкинит ($PbCuBiS_3$) слагает полосовидные, округлые выделения в галените.

Сфалерит присутствует в виде ксеноморфных кристаллов, размером от долей мм до 1,5 мм.

Блеклая руда по химическому составу отвечает тетраэдриту, с примесями Ag, Zn, Fe (до первых вес.%). Форма кристаллов ксеноморфная, размер выделений до 2,0 мм, цвет серый. Блеклые руды, как правило, находятся среди агрегатов галенита.

Молибденит имеет стально-серый цвет с синеватым оттенком, слагает идиоморфные шестоватые кристаллы. Размер агрегатов достигает 3,0 см.

Кроме этого, в рудах выявлены теллуриды золота, серебра и ртути: *петцит* (Ag_3AuTe_2), *гессит* (Ag_2Te), *колорадоит* ($HgTe$), слагающие взаимосрастания друг с другом. Агрегаты теллуридов заполняют межзерновые пространства и корродируют более ранние минералы.

Самородное золото присутствует как в виде отдельных зерен (рис. 2), так и в срастаниях с тетрадимитом. Золото имеет ксеноморфную форму, размер золотинок до 0,5 мм. Средняя проба – 940 ‰. Нередко содержит примеси меди 0,5-1%, ртути до 2%. В сплошных тетраэдритовых рудах встречается интерметаллид Au, Ag, Hg.

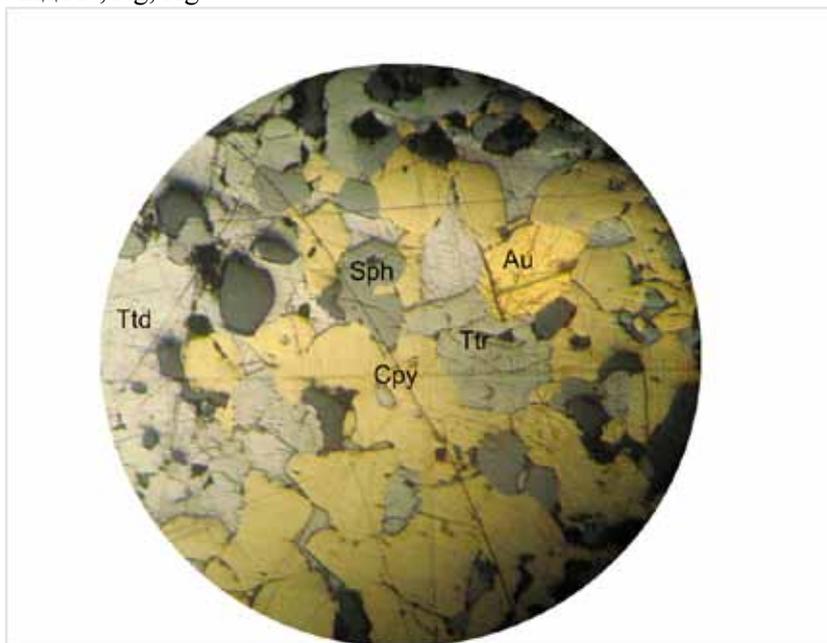


Рис. 2. Взаимоотношения золота, тетрадимита, сфалерита, халькопирита и блеклой руды. Au - золото, Ttd - тетрадимит, Sph - сфалерит, Ttr - блеклая руда, Cpy - халькопирит.

По взаимоотношениям рудных минералов установлена следующая последовательность минералообразования (от ранних к поздним): пирит – молибденит – халькопирит+сфалерит – блеклая руда+галенит+айкинит – золото+тетрадимит – теллуридная ассоциация (петцит–гессит–колорадоит).

Проанализированные флюидные включения (ФВ) из рудного кварца (кварц-золото-тетрадимитовой ассоциации) показали, что гомогенизация включений происходит при T 100–150°C, что соответствует наиболее поздней продуктивной стадии рудообразующего процесса.

Таким образом, граниты Сайлагского массива относятся к калиево-натриевой серии, обладают повышенной щелочностью и содержат повышенные концентрации Au, а рудные тела локализованы в пределах массива, отсюда можно предположить, что оруденение генетически связано с гранитоидами, и, соответственно, месторождение можно отнести к золото (медно-молибден) порфировому типу [1].

1. **Жмодик С.М., Миронов А.Г., Бобрик О.М. и др.** Два типа золото-порфировых систем Восточного Саяна // Золоторудные месторождения Востока России: Тр. 3 Всероссийского симпозиума «Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология» (Улан-Удэ, 21-25 сент. 2004 г.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2006. С.74-87.

2. **Таусон Л.В.** Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 279 с.

НЕТРАДИЦИОННЫЕ ЭКДОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

О.А. Дюжиков¹, А.К. Мкртычян², Е.И. Берзон²

¹ИГЕМ РАН, Москва, e-mail: sharkov@igem.ru

²Красноярскгеолсъёмка

Рассматриваемая в докладе территория принадлежит Северо-Азиатскому кратону и его юго-восточному обрамлению. Территория является богатейшим минерально-сырьевым источником не только в России, но и во всем мире. Среди бесчисленных эндогенных рудных месторождений, рожденных от докембрия до фанерозоя, здесь развиты уникальные рудные районы и месторождения, из которых достаточно назвать Норильско-Талнахский платиноидно-медно-никелевый гигант, золоторудную Олимпиаду, медный Удокан, свинцово-цинковое Горевское месторождение, золото и платину Сухого Лога.

Мы остановимся на сложностроенных Йоко-Довыренском и Чинейском рудоносных комплексах. Очень кратко рассмотрим слабо изученные пока комплексные рудные районы Саянской металлогенической провинции. Последние достаточно детально описаны в работах О.М. Глазунова, А.Г. Еханина и др., но остается много вопросов как генетического характера, так и особенностей строения различных участков металлогенических зон. Нам представляется целесообразным остановиться и на обсуждении некоторых материалов по алмазоносным районам, изучению которых уделяется много десятилетий, а задача их практической оценки еще ждет своего решения.

Йоко-Довыренский и Чинейский массивы северного Прибайкалья приурочены, как и другие рудоносные комплексы этого региона, к юго-восточному обрамлению Сибирской платформы, где выделяются Байкало-Муйский и Чуйско-Каларский прерывистые пояса. Становление массивов совпадает с протоактивизацией этих консолидированных складчатых поясов.

Чинейский плутон размещается в юго-западной части Кодаро-Удоканской зоны и представляет собой крупное (100 км²) дискордантное тело, залегающее в метаморфизованных карбонатно-терригенных отложениях и контролируемое Ингамакитским глубинным разломом. Интрузив имеет форму сложного лополита, в котором породы круто погружаются по направлению к центру. По своему внутреннему строению и составу он заметно отличается от известных ритмично-расслоенных плутонов кратонов и консолидированных подвижных поясов. Главное отличие заключается в отсутствии грубой стратиформной расслоенности, слабом проявлении скрытой расслоенности, пониженной основности, высокой роли железа и щелочей. Создается впечатление, что Чинейский лополит соответствует верхней габбро-норитовой серии многих известных ритмично-расслоенных плутонов, т.е. той серии пород, которые залегают над гипербазитами основания разреза.

Чинейский расслоенный плутон является многоактным. В его формировании участвовали четыре группы пород, происшедших за счет разных по составу расплавов. Существенны вариации: вкрапленные сульфидные руды внутри плутона содержат Ni больше, чем в экзоконтакте; соотношения Pt/Pd меняются от 0,01-0,5 в экзоконтактных рудах до 60 на удалении от контакта. Подчеркнем, что Чинейский плутон не имеет аналогов. Б.И. Гонгальский называет рассматриваемый плутон природным тиглем: массив вмещает Fe-Ti-V, Ni-Co-Cu и Ag-Au-Pt-Pd месторождения, а также Th-U и Pb-Zn рудопроявления.

Позднепротерозойский Йоко-Довыренский расслоенный плутон, достаточно детально описанный в работах Э.Г. Конникова, Е.В. Кислова и др., представляет собой линзовидное крутонаклоненное тело, протяженностью 25 км при ширине 3,5 км, залегающее в осадочных отложениях Олоkitского синклинория. В строении плутона принимают участие гипербазитовые (дуниты, верлиты) и базитовые (троктолиты, оливиновое габбро, габбронориты, нориты) породы. Внутреннее строение плутона обусловлено внутрикамерным фракционированием пикритоидного расплава. Известны Байкальское сульфидное Cu-Ni месторождение и Даванская группа рудопроявлений. Сульфидное оруденение приурочено, главным образом, к придонной части интрузива, а также к габбро-перидотитовым силам, ответвляющимся от его подошвы. Скопления сульфидов образуют сидеронитовую вкрапленность в биотитсодержащих плагиоперидотитах и линзообразные тела массивных руд. Важно отметить и то, что в интрузиве, на границе расслоенной троктолит-плагиодунитовой и габброидной зон, развиты малосульфидные PGE руды, представляющие практический интерес.

Саянская металлогеническая провинция, протягивающаяся от Енисея до Забайкалья, объединяет рудоносные гипербазит-базиты нескольких металлогенических зон, из которых Канская

(Красноярский край) и Бирюсинская (Иркутская область) представляются наиболее продуктивными. На месторождениях и проявлениях установлены три типа руд: бедные вкрапленные; рядовые вкрапленные; богатые (массивные). К настоящему времени установлена возможность их обогащения с получением высококачественных концентратов. Содержания цветных металлов (Cu, Ni) и PGE нельзя считать высокими, но металлогенический потенциал достигает больших значений, определяющих крупные масштабы месторождений. К таким месторождениям относится Кингаш. Интересно отметить, что при весьма петрографически пестром строении массивов их средний состав отвечает пикритоидному расплаву.

Рассматриваемая в докладе территория характеризуется чрезвычайно широким распространением алмазопоявлений и, прежде всего, развитием богатейшей Якутской алмазонасной провинции.

Тычанская алмазонасная площадь расположена в юго-западной части Сибирской платформы, в бассейне среднего течения Подкаменной Тунгуски. В структурно-тектоническом отношении эта площадь находится в северной части Ковино-Кординской кимберлитоконтролирующей структуры северо-западного простирания. Протяженность структуры более 500 км, ширина 50-100 км. К ней приурочены все проявления алмазов на юго-западе платформы. Здесь выделена Ангаро-Тунгуская алмазонасная субпровинция, а последняя граничит с Западно-Якутской.

На всем протяжении Ковино-Кординской структуры установлено палеоподнятия, где наиболее перспективны Тычанское, Тарыдакское и Чадобецкое поднятия второго порядка. К их сводовым частям и периферии приурочены находки алмазов и их минералов-спутников, связанных с современным аллювием и раннекаменноугольным коллектором. Россыпи тяготеют к северному флангу Тычанского поднятия, их протяженность 150 км. Важно отметить, что еще в 50-е годы прошлого столетия из пахарных канав здесь извлечено более 100 кристаллов алмазов, весом до 0,25 карат каждый, высокого (ювелирного) качества. Ресурсы Тычанского поля, площадью около 600 км², составляют по Р₃ примерно 100 млн. карат.

Тарыдакское поле, расположенное в 120 км от Тычанского, содержит алмазы в раннекаменноугольном коллекторе. Кристаллы алмазов в своем большинстве представляют собой плоскогранные октаэдры с характерной штриховкой, типичной для трубки «Мир». Прогнозные ресурсы составляют по Р₃ примерно 150 млн. карат. Что касается общих прогнозных ресурсов по Ковино-Кординской зоне, то они вполне сопоставимы с общими запасами Западной Якутии.

Остаются слабо изученными кимберлиты Харамайского поля южного Прианабарья. Несмотря на известные публикации (А.Г. Кириченко; А.Ф. Черенкова, В.Г. Черенков и др.) и работы А.В. Крюкова, Л.В. Махлаева, Л.И. Шахотько, эта составная часть Якутской алмазонасной провинции еще не получила, на наш взгляд, должной оценки. Это касается и возраста кимберлитовых трубок (скорей всего, они многофазны) и степени их продуктивности. Отметим, что глубинные ксенолиты Харамая отличаются от нодулей центральных и северных полей Якутии более высокой магнезиальностью: здесь нередко встречаются в кимберлитах включения пироповых оливинитов. Наиболее перспективны трубки Лесная-2, Болото-2, Улахан-6,7, Боурдах-2 и др. В.А. Епифанов и др. указывают на содержания алмазов в трубке Лесная-2 в 0,24 карата/т. Безусловно, Харамайское кимберлитовое поле заслуживает дальнейшего изучения.

Наконец, чрезвычайно интересна огромная, диаметром до 80 км, Попигайская структура, детально описанная В.Л. Масайтисом. Большинство исследователей считают, что эта структура (астроблема) космического происхождения, однако, бытует и ошибочное мнение о ее эндогенном взрывном характере. Попигайская котловина очень богата техническими алмазами. По своим запасам эта структура превышает все мировые алмазонасные месторождения. Здесь оконтурены два крупных месторождения (Ударное и Скальное). Алмазы прошли все необходимые испытания, но пока не вовлечены в производство.

В заключение подчеркнем, что структуры южного и юго-восточного сочленения Северо-Азиатского кратона определяются поясами трансформных разломов, отвечающих металлогеническим зонам. Зоны сочленения имеют, как правило, рифтогенную природу. Эти краевые системы, из которых наиболее протяженной структурой является Байкальский рифт, несут в себе многочисленные полиформационные рудоносные комплексы. Последние дискордантны по отношению к вмещающим породам, но подчинены поперечным разломам, секущим складчатое обрамление древней платформы. Что касается кимберлитопоявлений, то они совпадают с пологими валлообразными поднятиями, точнее с их склонами, и контролируются глубинными разломами и пониженной мощностью платформенного чехла.

ПЕРСПЕКТИВЫ КОРЕННОЙ И РОССЫПНОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ ПРИБАЙКАЛЯ

К.Н.Егоров, А.С. Барышев, Д.А. Кошкарев

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

Обоснование перспектив алмазоносности Прибайкальского района проведено на основе устойчивых закономерных связей кимберлитовых полей со структурно-вещественными комплексами литосферы, выявленных в алмазоносных провинциях мира и, прежде всего, в Якутской субпровинции.

Общий алгоритм прогноза коренных источников алмазов изложен нами в предшествующих работах [1, 2, 3]. Рудоконтролирующими факторами образования кимберлитов (лампроитов) являются: магматический, структурно-тектонический и динамический. Базовым критерием для оценки перспективности территорий на алмазы является обязательное наличие мощной (свыше 130 км) и холодной (по теплотокую) литосферы, которая по своим реологическим свойствам (хрупкости) благоприятствует проникновению разрывов до глубин расположения области стабильности алмаза. Наличие корово-мантийных зон разломов является необходимым условием для проявления кимберлитового (лампроитового) магматизма. В настоящее время, подавляющее число исследователей принимает стабильно выдержанную закономерность связи коренных источников алмазов с архейскими кратонами древних платформ, в которых мощность литосферы превышает 120-130 км. На Сибирской платформе наиболее крупной кратонной областью является Бирюсинско-Ангари-Оленекская, простирающаяся более чем на 2000 км. Ширина кратона изменяется от 150 до 400 км.

Прогнозируемый Прибайкальский потенциально алмазоносный район находится в пределах Бирюсинско-Ангари-Оленекского кратона, где мощность литосферы превышает 200 км. В такой же структурной позиции находятся Мало-Ботуобинский и Далдыно-Алакитский промышленно-алмазоносные районы. В первом располагается Мирнинское кимберлитовое поле, а во втором – Алакит-Мархинское и Далдынское поля. Таксономически Прибайкальский район располагается в южной части Лено-Тунгусской минерагенической зоны. Лено-Тунгусская минерагеническая зона пространственно приурочена к Таймыро-Байкальскому внутриплатформенному структурному шву, выполненному мегакомплексом зеленокаменных трогов и гранито-зеленокаменных поясов. Таймыро-Байкальская шовная зона пересекает архейский кратон и имеет характерные структурные элементы во всем разрезе земной коры. В Прибайкальском потенциально алмазоносном районе, в меру изученности, установлены все основные глубинные структурно-вещественные признаки, присущие алмазоносным районам Якутской субпровинции.

В Прибайкальском районе, по данным глубинных сейсмических зондирований (профили «Рифт», «Метеорит»), закартированы высокие граничные скорости упругих волн на поверхности Мохоровичича – 8,7-8,4 км/с, на фоне 8,0-8,2 км/с. Подобные перепады граничных скоростей наблюдаются в Мало-Ботуобинском и Далдыно-Алакитском кимберлитовых районах Якутской алмазоносной субпровинции. По линии Присаяно-Ленского опорного профиля установлена расслоенность земной коры. В консолидированной земной коре прослеживаются следующие сравнительно устойчивые границы: верхней коры (-13-14 км), средней коры (-20-21 км), нижней коры (-33-34 км) и верхней мантии (-39 км). Также выделяется зона Конрада (интервал от -13 до -20 км), мощностью 7-8 км, которая занимает пространственное положение между верхней и средней корой. Специфическими геологическими структурами верхней коры являются так называемые «прозрачные объекты», которые на временных разрезах проявляются в виде участков, практически не имеющих отражений. Отсутствие отражений объясняется тем, что опорный профиль проложен по Таймыро-Байкальской мобильной шовной зоне, в которой все докембрийские геологические образования претерпели интенсивные структурно-вещественные изменения. В верхней мантии под разделом Мохоровичича наблюдается ряд интенсивных многофазных наклонных отражений «подклинивающих» эту границу. Характерными элементами временного разреза являются сравнительно узкие (~5,0 км) субвертикальные зоны полного отсутствия отражений, которые пронизывают всю земную кору и уходят в верхнюю мантию. Особенно отчетливо такие зоны проявлены в пределах области повышенной проводимости земной коры.

Глубинными магнитотеллурическими зондированиями в районе выявлены электропроводящие неоднородности земной коры первого и второго порядка. Жигаловская электропроводящая неоднородность первого порядка имеет параметры: глубина – 10 км, мощность – 15 км,

проводимость – 8500 см, площадь ~ 8800 кв. км. В ее пределах выделяются две электропроводящие неоднородности второго порядка: Жигаловская и Ковыктинская, параметры, которых в сравнении с таковыми по алмазоносным районам Якутии. Отметим, что Жигаловская неоднородность первого порядка характеризуется повышенной плотностью верхней части земной коры – до 2,79 г/см³.

В Прибайкальском районе развита довольно плотная сеть корово-мантийных и коровых разломов четырех основных направлений: субмеридионального, субширотного, северо-западного и северо-восточного.

К числу признаков отнесены локальные аэромагнитные аномалии, выделенные при проведении высокоточной аэромагнитной съемки масштаба 1:50000. Большинство локальных магнитных аномалий пространственно сгруппированы. Интенсивность локальных аномалий в основном укладывается в диапазон 1,5-4 нТл.

Таким образом, можно констатировать, что Прибайкальский район характеризуется полным комплексом региональных критериев, свидетельствующих о его потенциальной алмазоносности. Однако решающим критерием алмазоносности любой территории является минералогический, который включает находки алмазов и их минералов-спутников. В этом аспекте сразу отметим, что в прогнозируемом Прибайкальском районе алмазопроисковые работы никогда не проводились. При массивном крупнообъемном опробовании на алмазы аллювия речной сети юга Сибирской платформы в 1949-1956 гг., территория Прибайкалья не была вовлечена в опробование. Степень изученности района определяется только проведением государственной геологической съемки масштаба 1:200000 в 1961-1967 гг. Крупномасштабных съемок на площади не проводилось. В то же время имеются определенные минералогические предположения.

В геологическом строении района принимают участие отложения усольской, бельской, ангарской, литвинцевской, верхоленской, илгинской свит кембрия; усть-кутской, ийской свит ордовика; палеогена и неогена. Прибайкальский район является открытым в отношении поисков коренных источников алмазов среднепалеозойского и мезозойского возрастов.

В период проведения геологической съемки масштаба 1:200000 в начале 1960-х годов не ставилась задача оценки территории на алмазы и, как следствие, не предусматривалось изучение минералов-спутников алмаза – пироба, пикроильменита, хромшпинелидов. Минералогия стратиграфических подразделений и четвертичных рыхлых образований изучалась только с общегеологических позиций и в стандартах инструкции по геологической съемке масштаба 1:200000 того периода. Гранаты фиксировались интегрально, без расшифровки минералов, входящих в эту группу. Также фиксировались ильменит и хромиты. И, тем не менее, полученная при геолого-съемочных работах масштаба 1:200000 информация по гранатам, ильмениту и хромитам является весьма ценной для осуществления прогнозных оценок района на алмазы. Гранаты, ильменит и хромиты обнаружены стандартным шлиховым опробованием в резко повышенных количествах в среднечетвертичных и верхнечетвертичных отложениях в среднем и нижнем течении р. Илги. Среднечетвертичные отложения представлены аллювиальными образованиями комплекса террас р. Илги высотой 40-60 м. Они сложены супесями, суглинками, глинами и песками, участками, включающими редкие мелкие гальки и валуны (размер до 7x20 см) песчаника, кварца, кварцитов. Мощность аллювия ~ 4,6 м. Минералогический состав тяжелой фракции песчаных отложений аллювия следующий: гематит-мартит (25-37%), гранат (31-37%), хромит (19-25%), циркон (5,0-9,0%), рутил (1,0%), турмалин (1,0%). В качестве редких знаков отмечаются магнетит, лимонит, ильменит, монацит, лейкоксен, анатаз и апатит.

Верхнечетвертичные отложения представлены аллювием террас рек Илги, Тилика, Басьмы высотой от 6 до 25 м. По гипсометрическому уровню в комплексе выделяются террасы высотой 6-8, 12-18 и 20-25 м. Сложены они суглинками, супесями, песками, илами от светло-серого до коричнево-бурого цвета с многочисленными гальками местных пород, редко кварца и кварцитов. Галечники приурочены к основанию аллювиального слоя и участками залегают на коренном цоколе террас, представленных алевrolитами, аргиллитами и песчаниками верхоленской свиты. Мощность аллювия не превышает 12 м. Минеральный состав тяжелой фракции песчаных отложений комплекса террас следующий: гранат (39-90%), гематит-мартит (2-32%), хромит (1-25%), циркон (1,0-4,0%), турмалин (1,0-2,0%), лимонит (2,0%), рутил (1,0%), магнетит (1,0%). В качестве редких знаков присутствуют апатит, анатаз, лейкоксен.

Современные отложения представлены аллювием русла и пойменных террас высотой 1-3 м. Сложены они илами, глинами, песчано-галечниково-валунным материалом. Максимальная мощность современного аллювия, по данным бурения, наблюдается в долине р. Илги и достигает 20 м. Во всех шлиховых пробах отмечен циркон, содержания которого изменяются от знаков до весовых содержаний. Зерна циркона хорошо окатанные размером 0,1-3,0 мм.

Гранаты выявлены в шлиховых пробах из аллювиальных отложений среднего течения рек Илги и Тыпты, а также их притоков [4]. Содержание граната в шлихах колеблется от 5 до 10% тяжелой фракции, что составляет от знаков до 1,5 кг/т. Гранаты окрашены в розовый, оранжевый, красный цвета; реже встречаются бесцветные зерна. Размер зерен от 0,1 до 0,5-1 мм. Показатель преломления для розовых и красных гранатов составляет 1,780, для оранжевых – 1,770, для бесцветных – 1,767. Удельный вес гранатов более 3,5 г/см³. Фоновые содержания граната и ильменита определяются их присутствием в качестве аксессуаров в песчаниках ангарской, литвинцевской, илгинской, усть-кутской и ийской свит.

В 1993 г. на Чиканской площади проведено мелкообъемное опробование с целью получения принципиального ответа о наличии спутников алмаза. Всего было отобрано три пробы общим объемом 4,5 м³. В мелкообъемной пробе, отобранной из аллювия на левом берегу р. Тутура в 3 км от пос. Чикан выше по течению, установлено 2 угловатых зерна граната сиреневого цвета с показателем преломления – 1,740, что соответствует по оптическим характеристикам гранату с повышенным содержанием пиропового компонента. Микронзондовый анализ подтвердил, что это пиропы перцолитового парагенезиса с содержанием Cr₂O₃ более 1,7 мас.%. Размеры зерен: 0,65x0,4 мм и 0,4x0,35 мм. Поверхность гранатов фрагментарно характеризуется ступенчато-пирамидальным рельефом растворения. В пробах также установлены в знаковых количествах бежево-розовые зерна с показателями преломления 1,740-1,760, что может соответствовать гранатам пироп-альмандинового или альмандин-гроссулярового состава.

В 1999 г. нами были проведены рекогносцировочные работы на Жигаловской площади. Было проведено укрупненное шлиховое опробование (V=0,06 м³) аллювиальных и террасовых отложений бассейнов рек: Илги – 23 пробы, Лены – 5 проб, Тутуры – 14 проб. Пробы были подвергнуты сокращенному и полному (10 проб) минералогическому анализу. В результате проведенных анализов получены следующие результаты.

1. Шлихо-минералогические ассоциации, установленные в пробах из аллювия р. Илги, отличаются аномально высокими (до весовых) содержаниями гранатов.
2. Альмандин-пиропы оранжевого цвета найдены в двух пробах – в руч. Иковитый в 50 м от устья (левый приток р. Илги) и карьере террасы на водоразделе рек Илги и Тыпты.
3. Пироп-альмандины оранжевого цвета и единичные зерна пиропов обнаружены в бассейнах рек Илги, Лены и Тутуры. Кроме альмандин-пиропов и пироп-альмандинов в группе гранатов присутствуют альмандин-гроссуляры и андрадит-гроссуляры.
4. Почти во всех пробах встречаются зерна хромшпинели – от знаков до 1,18 вес. % общего веса тяжелой фракции шлиха. Размеры зерен хромшпинели не превышают 0,2 мм; по форме это округлые зерна, а также скругленные октаэдры, редко остросеберные октаэдры и единичные угловатые зерна.

По данным типоморфных особенностей алмазов Иркутского амфитеатра выделяются их три коренных первоисточника [3, 5]. К первому типу относится значительное (~30%) содержание кристаллов октаэдрического, ромбододекаэдрического и переходного габитуса I разновидности (по Ю.Л. Орлову), характерных для богатых кимберлитовых тел фанерозойского возраста. На второй тип первоисточника – кимберлиты и лампроиты с небольшой алмазонасностью и/или кимберлиты жильных тел, указывают округлые алмазы (~50%) уральского (бразильского) типа I разновидности. Из них около 5-10% кристаллов имеют близкие признаки «древности» алмазов из терригенных алмазоносных формаций докембрийского возраста. Присутствие редких кубоидов II разновидности (по Ю.Л. Орлову) свидетельствует о наличии метаморфитов кумдыкольского типа.

Желто-оранжевые гранаты пироп-гроссуляр-альмандинового состава, как правило, первого класса сохранности, по видимому, парагенны с кубоидами алмазов II разновидности. По данным [6] метаморфиты ольхонской, слюдянской серий Западного, Южного Прибайкалья во многом сходны с алмазоносными метаморфическими породами Кумдыкольского месторождения и могут содержать микроалмазы. В этом случае редкие хромово-ванадиевые минералы (голдманиты, лавровиты) ольхонской, слюдянской серий, встречающиеся в россыпных проявлениях Ангаро-Удинского междуречья, могут являться косвенными минералами-спутниками кубических алмазов метаморфогенного типа.

По совокупности всех вышеизложенных данных в Прибайкальском районе имеются хорошие перспективы выявления коренных источников алмазов. Нами рекомендуется продолжить изучение Прибайкальского района полным и единым циклом научно-исследовательских и ревизионно-поисковых работ с целью выявления минералов-спутников алмаза и оценки алмазонасности. Благоприятная поисковая обстановка предопределяет получение однозначного результата по оценке перспектив алмазонасности путем проведения мелкообъемного (V=1-5 м³) и укрупненного (V=0,06 м³) шлихового опробования и опытно-методической наземной заверки слабоинтенсивных аэромагнитных аномалий, предварительно сгруп-

пированных по особенностям их пространственной приуроченности к разным глубинным структурно-вещественным комплексам. В первую очередь в опосредование должна быть вовлечена Жигаловская площадь.

1. **Барышев А.С., Егоров К.Н., Галенко В.П., Секерин А.П., Скрипин А.И.** Перспективы открытия промышленных месторождений алмазов на юге Сибирской платформы // Разведка и охрана недр. 2004. №№ 8-9. С. 9-17.

2. **Барышев А.С., Егоров К.Н., Кошкарёв Д.А.** Локальный прогноз и поиски коренных месторождений алмазов на юге Сибирской платформы // Известия СО СНОЗ РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2007. Выпуск 5 (31). С. 39-53.

3. **Егоров К.Н., Барышев А.С., Зинчук Н.Н., Кошкарёв Д.А.** Перспективы алмазоносности юга Сибирской платформы // Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях. Якутск: Изд.-во ЯНЦ СО РАН. 2008. С. 244-251.

4. **Будников Н.Я., Андреев Р.Ю.** Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Ангаро-Ленская, лист N-48-XV. М.: Недра. 1966. 56 с.

5. **Егоров К.Н., Кошкарёв Д.А., Зинчук Н.Н., Денисенко Е.П.** Минералогия россыпных проявлений алмазов Ангаро-Удинского междуречья юга Сибирской платформы // Записки ВМО. 2006. № 2. С. 1-15.

6. **Кожевников О.К., Кожевников Н.О.** О вероятности открытия метаморфогенной алмазной минерализации в Приольхонье (Западное Прибайкалье) // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. Воронеж: Изд.-во ВГУ. 2003. С. 297-300.

К ОЦЕНКЕ МЕДНО-НИКЕЛЕВОЙ РУДОНОСНОСТИ ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА ПО ДАННЫМ МАГНИТОРАЗВЕДКИ

Л.Я. Ерофеев, А.Н. Орехов, М.Н. Гаврилов

Томский политехнический университет, Томск, erofeev_leonid@tpu.ru

В последнее время в Восточном Саяне проводятся интенсивные поиски медно-никелевого оруденения, связанного с интрузиями базит-гипербазитового состава, с широким использованием геофизических методов. Ввиду большой степени закрытости территории, данные геофизических работ обеспечивают существенное повышение эффективности принятия решений о дальнейшем детальном изучении тех или иных массивов. Однако интерпретация полученных геофизических данных по потенциально рудоносным базит-гипербазитовым массивам оказалась осложнена отсутствием моделей изучаемых объектов, а также информации по физическим свойствам рудоносных и безрудных массивов. Системный подход к проведению геофизических исследований, на наш взгляд, обязательно должен включать в себя создание петрофизической и геолого-геофизической модели объекта. Поскольку, только учтя все основные закономерности влияния рудного процесса на изменения физических свойств пород, и, соответственно, на изменение структуры наблюдаемых физических полей, можно уверенно интерпретировать получаемые в ходе полевых работ материалы. В силу этих обстоятельств, нами была начата такая работа – предпринята попытка создать петромагнитную модель на основе физико-геологических исследований Кингашского массива, вмещающего одноимённое месторождение медно-никелевых руд для того, чтобы в дальнейшем использовать её для оценки других изучаемых массивов.

Определяющим процессом, приведшим к преобразованию магнитных свойств гипербазитов Кингашского массива является серпентинизация. Наиболее магнитными породами здесь являются сами серпентиниты (намагниченность до 10-20 А/м). Намагниченность серпентинитизированных разностей дунитов, пироксенитов существенно увеличивается пропорционально степени их серпентинизации. Породы, идентифицированные как дуниты и перидотиты, имеют намагниченность порядка 0,1-1,0 А/м. Это изменение намагниченности связано со слабой серпентинизацией, имеющей аутометасоматическую природу. Выполненные исследования позволяют наметить связь между оруденением и изменением физических свойств горных пород (в первую очередь магнитных). Эта связь не однозначна, её характер меняется, но она, очевидно, присутствует, что видно, в частности, по результатам ГИС (каротажа магнитной восприимчивости КМВ) (рис. 1).



Рис. 1. Результаты каротажа КМВ на Кингашском месторождении.

Очевидно, что рудоносные серпентиниты выделяются высокими значениями магнитной восприимчивости, что связано с высоким содержанием сульфидов (по данным МСК и МЭП). Кроме того, для них характерна высокая дисперсия магнитных свойств. Это же хорошо видно и на гистограмме распределения магнитной восприимчивости по данным ГИС (табл. 1).

Табл. 1.

Распределение значений магнитной восприимчивости в горных породах Кингашского массива по данным каротажа.

Горные породы	(Магнитная восприимчивость СИ*10 ⁻⁵)	Горные породы	(Магнитная восприимчивость СИ*10 ⁻⁵)
Перидотиты	1300	Перидотиты серпентинизированные	7000
Пироксениты	700	Пироксениты серпентинизированные	1600
Амфиболиты	200	Дуниты серпентинизированные	19000
Кальцифиры	100	Серпентиниты апоперидотитовые	27000
Гнейсы амфиболовые	150	Серпентиниты аподунитовые	32000
Гнейсы биотитовые	200		
Плагииграниты	100		
Жилы кварц-полевошпатовые	250		

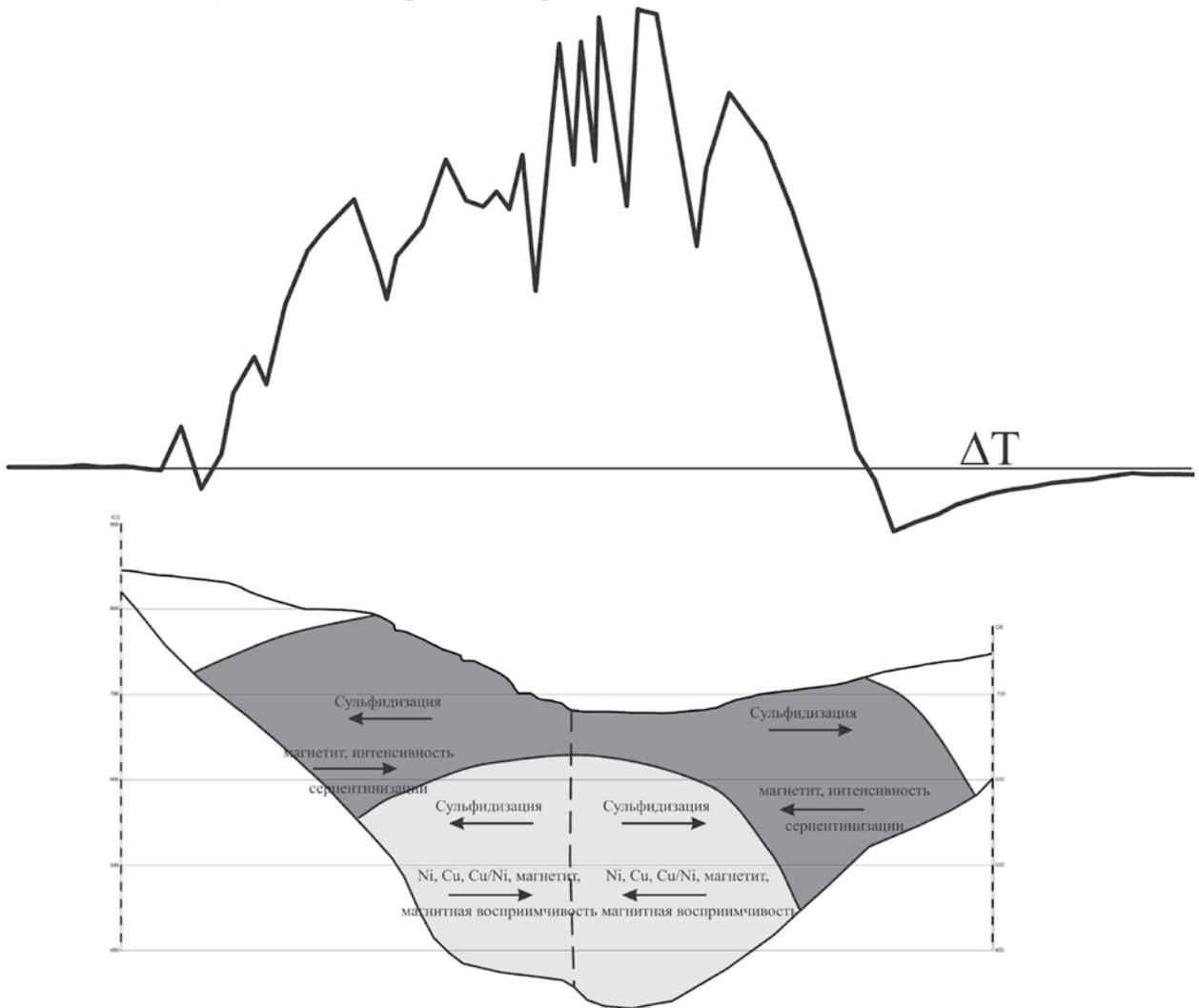
Жирным шрифтом показаны разности пород, вмещающие оруденение

На Кингашском месторождении нами выделяются две петрофизические (петромагнитные) зоны оруденения, которые охарактеризованы на рис. 2.

Основные выводы, которые можно сделать, проанализировав петрофизическую (петромагнитную) модель месторождения а) при серпентинизации гипербазитов происходили и перераспределение, и привнос основных рудных элементов; б) в слабых магнитных полях возможно проявление существенно никелевой минерализации, связанной с локальными зонами гидротермально измененных пород, но только на выклинивании (в окрестности) интенсивных магнитных аномалий кингашского типа.

Результаты магниторазведочных работ на Кингашском месторождении приведены на рис. 3. Очевидно, что морфология поля определяется в первую очередь локализованным в пределах участка Кингашским базит-гипербазитовым массивом и пересекающим его Кингашским разломом. В пределах участка выделяется одна крупная интенсивная аномалия магнитного поля, имеющая сложную форму и состоящая из двух основных блоков – северо-восточного и юго-западного, разделённых линейной зоной резко пониженных значений. Аномалия имеет дипольную структуру. Подобный дипольный

вид аномалий характерен для приповерхностных интенсивно намагниченных объектов. Наличие зоны минимума в северной части аномалии обусловлено структурой вектора T . Причём такая структура аномалии магнитного поля характерна для всех рудных объектов Кингашской площади. Скорее всего, этот минимум может маскировать северное окончание массива.



Зона	Плотность	Магнитная восприимчивость	Сульфидность	Содержание магнетита	Соотношение между КМВ и МСК	Продуктивность
Сульфидно-магнетитовая	Крайне низкая	Весьма высокая	Повышенная	Высокое	Обратное	Высокая
Фланговой сульфидизации	Пониженная	Умеренная	Слабо повышенная	Слабо повышенное	Прямое	Умеренная

Рис. 2. Петрофизическая (петромагнитная) зональность Кингашского месторождения
 1 - зона фланговой сульфидизации; 2 - сульфидно-магнетитовая (центральная) зона; 3 - дайки тукшинского комплекса; 4 - рудоконтролирующее тектоническое нарушение

Внутренне строение аномалии, как показывает анализ плана изолиний и плана графиков, достаточно сложное. Не до конца пока ясна природа локального минимума в северной части массива и пространственно приуроченного к Кингашскому разлому.

Таким образом, результаты анализа магнитометрических данных, позволяют сформулировать основные признаки геофизической (геомагнитной) модели объекта поисков:

- геофизическими признаками оруденения кингашского типа, описывающими отражение рудоносного массива в магнитном поле (без учёта особенностей, связанных с уровнем эрозионного среза) являются:

- интенсивная положительная аномалия магнитного поля, имеющая форму, которую, в первом приближении можно считать изометричной;
- пространственная связанность участков повышения и понижения магнитного поля, локализо-

ванных внутри основной крупной структуры;

- высокая дисперсия магнитного поля (по результатам наземной магнитной съёмки) при высоких значениях индукции магнитного поля.

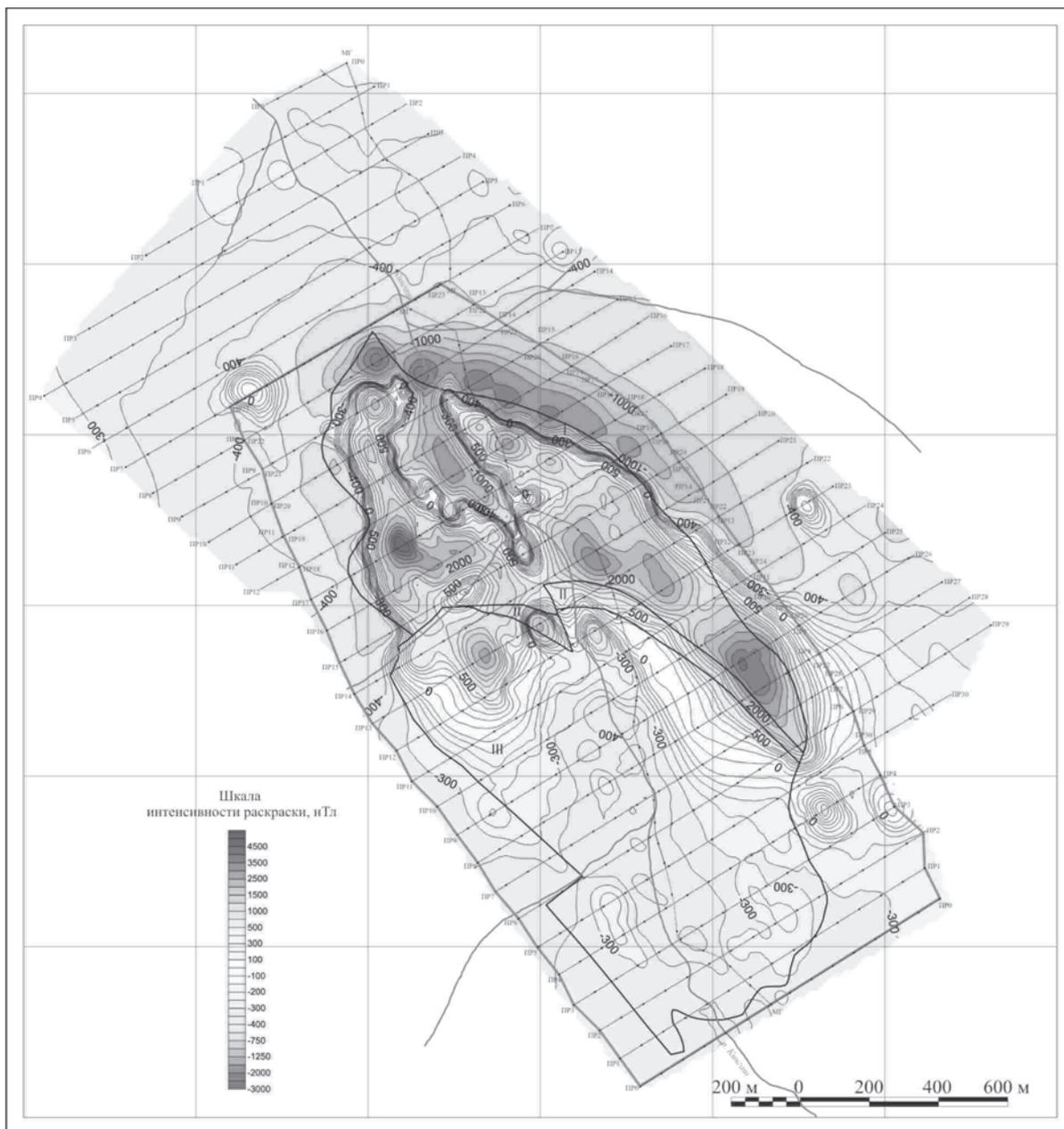


Рис. 3. План изолиний приращения полного вектора индукции магнитного поля (ΔT) Кингашского массива

Таким образом, анализ приведённых результатов геофизических исследований, позволил сделать следующие выводы:

1. Сформирована петромагнитная модель Кингашского месторождения, свойства которой показывают, что возможности магнитометрии при оценке потенциальной рудоносности базит-гипербазитовых массивов (при поисках и разведке медно-никелевого оруденения) значительны.

2. На наш взгляд, для решения поисково-разведочных задач в пределах Восточного Саяна, необходимо провести петрофизические исследования для:

- создания мономодели по другим эффективным с геофизической точки зрения физическим свойствам и, в конечном итоге, полимодель массивов, локализованных в Восточном Саяне и содержащих медно-никелевое оруденение;

- изучение особенностей поведения физических свойств, физических полей и, особенно, распределения рудных элементов во вмещающих породах при разном уровне среза оруденения.

Актуальность этих задач представляется достаточно высокой, поскольку устойчивых петрофизической и геофизической моделей оруденения, особенно «слепого», не создано, что неизбежно повы-

шает вероятность пропуска объектов и, в первую очередь, глубокозалегающих. Нуждается в объяснении и разнообразии особенностей отражения массивов исследуемой площади в физических полях. В противном случае невозможно корректно оценивать уровень эрозионного среза массивов, неизбежны ошибки в оценке их перспектив на оруденение.

3. Используемый тип методов позволяет достаточно эффективно решать поисковые задачи. Однако в случае «слепого», особенно глубоко залегающего оруденения, неоднозначность выводов резко повышается, невозможно оценить размах оруденения на глубину. Это связано, прежде всего, с тем, что работающие методы практически все, так или иначе, относятся к профилированию. Для повышения работоспособности комплекса методов и снижения неоднозначности выводов, на наш взгляд, необходимо добавить в него зондирование по выявленным аномальным участкам. Учитывая сложный рельеф, широкое развитие курумов в регионе, нам представляется целесообразным в качестве такого метода рекомендовать ЗМПП.

НОВЫЙ ЗОЛОТО-ЖЕЛЕЗОРУДНЫЙ ГИГАНТ РОССИИ В ПРОТЕРОЗОЙСКОМ ГРАБЕНЕ БУРЕЙНСКОГО МАССИВА

А.М. Жирнов¹, М.В. Горошко², Н.В. Моисеенко³

¹Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, Биробиджан, zhantmich@yandex.ru

²Институт Тектоники и Геофизики ДВО РАН, Хабаровск, goroshko@itig.as.khb.ru

³Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, kaunamka@mail.ru

В процессе научных исследований последних лет, выполненных в южной части Буреинского массива, **открыто сверхкрупное** месторождение железных руд Южно-Хинганское, с широким комплексом сопутствующих металлов важного промышленного значения. Оно находится в южной части Хинганского железорудного бассейна железистых кварцитов [4].

Научная новизна открытия определяется двумя факторами. Во-первых, сверхкрупными ресурсами железных руд, золота и кобальта – рудное поле сопоставимо лишь с крупнейшими золото-железорудными гигантами Курского железорудного бассейна - Михайловским и Стойленским месторождениями, с ресурсами золота на уровне 1000 т [8]. Во-вторых, железные руды нового объекта содержат необычайно широкий комплекс металлов-спутников - Mn, Ni, Co, V, Au, Ag, Pt, U, Mo, Y. **По составу комплексных руд данное месторождение не имеет подобных в России среди месторождений железа метаморфогенного типа.** Это объект мирового класса, с суммарной стоимостью ресурсов 120 млрд. долларов.

Рудное поле было опойсковано и частично разведано на марганцевые руды более полувека назад (1942-1955 г.г.). Запасы марганцевых руд одного из участков поля (длиной 4 км) разведаны до глубины 170-350 м и утверждены в ГКЗ СССР в 1956 г. (8 млн. т). Остальная часть рудного поля (с суммарной длиной рудных тел, равной 90 км) была исследована только канавами с поверхности, в отдельных случаях - единичными скважинами до глубины 80- 70 м [7]. С тех пор данное месторождение и рудное поле в целом стали именоваться в научной литературе как марганцеворудные.

Рудное поле находится в протерозойском меридиональном грабене длиной 70 км, длительно формировавшимся (AR-O) среди антиклинорных структур архейского возраста, в палеозое мощно гранитизированных. Осевая часть грабена сложена карбонатно-терригенными породами и углесто-глинисто-кремнистыми сланцами венда - нижнего кембрия. Залегание пород крутонаклонное и вертикальное. Борты грабена рассечены крупными продольными разломами, которые и контролируют положение рудовмещающей толщи месторождения. Поперечными и диагональными разломами рудовмещающая толща расчленена на ряд тектонических блоков, оруденелых в различной степени.

Рудное поле состоит из двух основных рудных зон меридионального простирания, длиной 60 км, расположенных параллельно, через 5-7 км друг от друга, в бортовых частях грабена (рис. 1). Каждое рудное тело на 90% состоит из железных руд. Марганцевый пласт занимает краевое положение в лежащем боку рудных тел.

Мощность железорудных тел варьирует от 10 до 50 м, в раздувах достигает 100-150 м. Состав железных руд магнетит-гематитовый, на флангах – гематитовый. Текстура руд полосчатая, обусловленная чередованием слоев железа и кварца (часто халцедона) мощностью 0,5-2 см в среднем, структура руд мелко-, тонкозернистая (0,05-0,5 мм). Нерудные минералы представлены опалом, халцедоном, тонкозернистым кварцем, доломитом. Реже встречаются родохрозит, серицит, хлорит, флогопит, барит.

Содержание железа в железных рудах находится на уровне 30-35%, марганца – в марганцеворудном пласте 8-26% и более, в среднем – 17,1% [7].

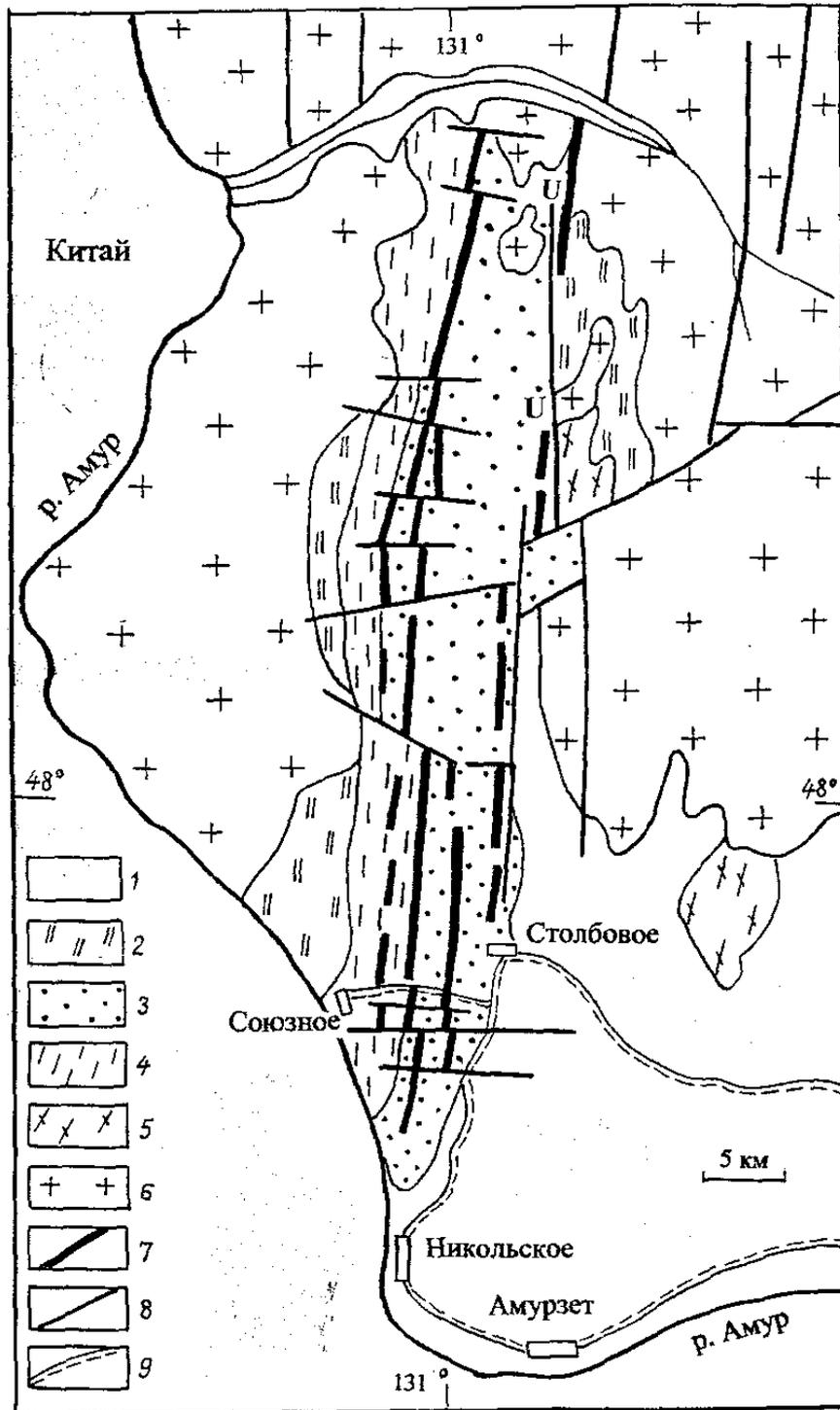


Рис. 1. Положение рудоносного грабена в геологической структуре района. С учетом данных [1, 4, 7].

1 - неоген-четвертичные отложения; 2 - глинистые сланцы, песчаники, доломиты (ϵ_1); 3 - доломиты, сланцы (V) мурандавской свиты; 4 - углисто-глинистые сланцы игинчинской свиты (R); 5 - нижнепротерозойские метаморфиты; 6 - палеозойские гранитоиды с участками археид; 7 - железорудные зоны, в т.ч. зоны золото-уран-ванадиевого состава (U); 8 - разломы; 9 - автотрассы грунтового типа.

Марганцеворудный пласт в лежачем боку месторождения представлен браунитовыми, гаусманит-браунитовыми и браунит-гематитовыми рудами также полосчатого сложения. Мощность пласта варьирует от 1-3 до 8 м. Характерно, что руды повсеместно содержат вкрапленность и мелкие гнезда сульфидных минералов – пирита, халькопирита, а марганцевые руды содержат также минералы никеля и кобальта – линнеит и миллерит. Содержания никеля

в рудах, по данным рядового бороздового и кернового опробования (547 проб), варьируют от 0,03 до 1% (в среднем 0,1-0,15 %), кобальта – достигают 0,3% и более, в среднем – 0,06 % [7]. Железные руды на 60% сложены рудными минералами, марганцевые руды – на 85-90%.

Достигнутая единичными скважинами глубина распространения оруденения (на участке разведки) составляет 500 м, вероятная – порядка 1-2 км. По размерам рудоносной структуры и масштабу ресурсов руд данное месторождение сходно с Криворожским железорудным районом, где глубина отработки достигла 1,4 км [4].

Забалансовые запасы железных руд 12 рудных тел (из 20 установленных) категории С-2, до глубины 50-100 м, составляют 292 млн. т [7]. Запасы и ресурсы металлов-спутников – никеля, кобальта и железа во многих телах (в т.ч. и в разведанном Серпухово-Поперечном теле) при разведке не подсчитывались, благородные металлы не определялись.

В настоящее время ресурсы железных руд до глубины 500 м определены прямым подсчетом по известным параметрам рудных тел на поверхности. Они составляют 3 млрд. т [4].

Ресурсы марганцевых руд в краевом пласте железорудных тел с содержанием марганца от 8% и более, определены в 200 млн. т. Ресурсы промышленных руд с содержанием марганца более 15% ожидаются на уровне 50 тыс. т. Никель и кобальт содержатся только в марганцевых рудах, вне зависимости от уровня содержания марганца в рудах. Поэтому они характеризуются большими ресурсами (табл.). Золото и уран прогнозировались в рассматриваемом грабене ранее [2].

Недавно установленные благородные металлы содержатся и в железных и в марганцевых рудах. По данным атомно-абсорбционного анализа, содержания золота в 30 геологических пробах (весом 2-15 кг) варьируют от 0,05 до 1-2 г/т, в единичных пробах до 14,9 г/т [2, 4, 6]. Диагностика золота и платины (сперрилит) подтверждена данными минералогического анализа проб и исследованиями зерен металлов на растровом электронном микроскопе JSM-35С [6].

По данным технологических исследований крупной валовой пробы, отобранной в 2000 г., золото концентрируется, в основном, в магнитной фракции класса -1.25+0.2 мм. Зерна золота мелкие, относятся к классу - 0,1+0,02 мм. Форма их изометричная, реже - в виде ступенчатых и угловатых форм (рис. 2). Проба золота высокая, 890-920 ед.

Зерна золота из окисленных руд относительно крупные по величине, на уровне 0,1- 0,4 мм, и отличаются ярко-желтым цветом, тогда как зерна золота из первичных руд характеризуются не яркой тускло-желтой окраской [6]. По-видимому, в рудах присутствуют две генерации золота – ранняя, сингенетичная образованию железистых кварцитов, и поздняя, обусловленная наложением на руды мезозойской кварцево-сульфидной минерализации.

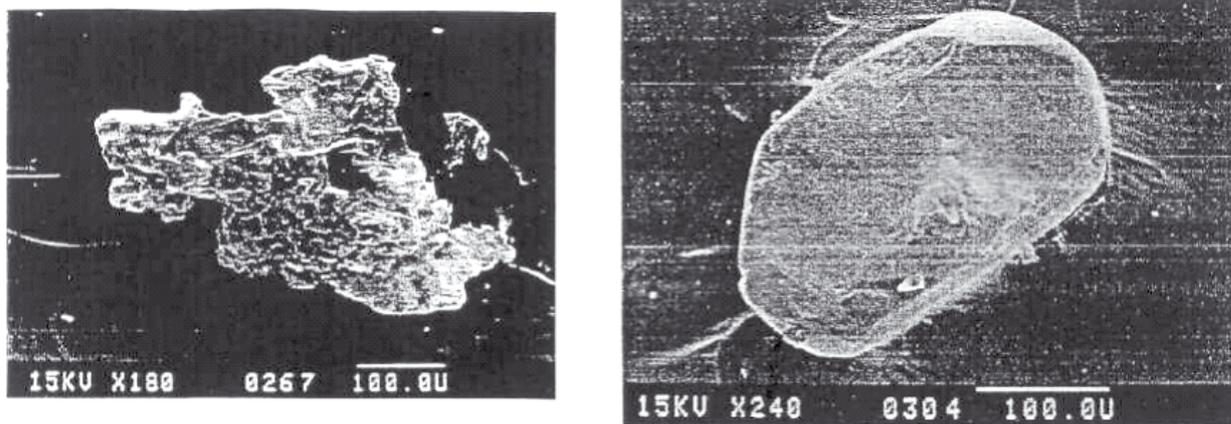


Рис. 2. Форма зерен золота (слева) и платины (справа). Фото Н.В. Моисеенко.

На северном фланге Восточной железорудной зоны установлена с поверхности Помпеевская ураноносная зона с комплексным оруденением другого типа. Протяженность ее 15 км, мощность до 80-100 м (рис. 1). Собственно рудное тело представлено гидротермально-измененными (окварцевание, альбитизация, пиритизация) породами, развитыми на контакте углисто-глинистых сланцев и брекчированных углисто-доломитовых пород мурандавской свиты венда. На измененные породы наложена прожилково-вкрапленная минерализация, представленная браннеритом и уранинитом. Содержания урана достигают 0,05-0,08%, в отдельных случаях до 0,1-0,2%. В рудах широко развиты в существенных концентрациях сопутствующие металлы: ванадий (до 1%), молибден (0,05%), серебро (7,8г/т), платина – 0,1г/т, золото

– 0,35г/т, иттрий – до 0,3% [1, 2]. Ресурсы урановых руд могут составить, по предварительной оценке, до 40 тыс. т.

Суммарная стоимость ресурсов металлов в комплексных железных рудах Южно-Хинганского железорудного месторождения определена в 120 млрд. долларов (табл.)

Табл.

Стоимость ресурсов металлов в железных рудах месторождения

Металлы	Ресурсы	Стоимость 1 т в долл.	Стоимость ресурсов в недрах, млрд. долл.	В %	Категория ресурсов
Железные руды	3 млрд. т	20	60,0	49,9	P-1
Марганцевые руды, промыш.	50 млн. т	50	2,5	2,0	P-1
Никель	300 тыс.т	7 500	2,25	1,9	P-1
Кобальт	100 тыс.т	35 000	3,50	2,9	P-1
Золото	1000 т	40 млн. долл 1 г = 40 долл.	40,0	33,3	P-2
Платиноиды	300	40 млн долл 1 г =40 долл	12,0	10,0	P-2
Итого			120,25	100	100

Рассмотренные руды весьма сходны по комплексности руд с рудами некоторых железорудных месторождений Китая, что обусловлено, вероятно, положением их в одной крупной металлогенической провинции [5].

Южно-Хинганское железорудное месторождение расположено в весьма благоприятной географо-экономической обстановке, вблизи создаваемого сейчас Кимкано-Сутарского ГОКа, в северной части Хинганского железорудного бассейна. Оно заслуживает энергичного геологического изучения и оценки с широким применением комплекса горно-буровых работ и технологических исследований руд.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта-гранта РФФИ-ХНЦ ДВО РАН № 06-05-96044 «Исследование генезиса платина-никель-медь-уран-золотого оруденения в рифейских черносланцевых толщах Еврейской автономной области, сопровождающего крупные железорудные зоны, для комплексного использования руд».

1. **Горошко М.В., Малышев Ю.Ф., Гурьянов В.А.** Металлогения урана Дальнего Востока России. М.: Наука, 2006. 376 с.

2. **Гурская Л.И.** Благороднометальное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. СПб.: Изд.-во ВСЕГЕИ, 2000. 208 с.

3. **Жирнов А.М.** Региональный прогноз золотых и золото-урановых объектов на юге Буреинского массива // Отечественная геология. 1997. № 2. С. 23-31.

4. **Жирнов А.М.** Новый железорудный бассейн России в Еврейской автономной области Дальнего Востока // Руды и металлы. 2008. № 5. С. 16-26

5. Минеральные месторождения Китая. М.: Геоинформмарк, 1999. 279 с.

6. **Моисеенко Н.В., Щипачев С.В., Санников И.С., Макеева Т.Б.** Первые находки благородных металлов на Хинганском месторождении марганцевых руд // Геология, минералогия и геохимия благородных металлов Востока России и новые технологии переработки благороднометалльного сырья. Благовещенск, 2005. С. 72-74.

7. **Чеботарев М.В.** Геологическое строение Южно-Хинганского марганцевого месторождения и вещественный состав его руд // Сов. геология. 1958. № 8. С. 114-136.

8. **Чернышов Н.М.** Типы и минеральный состав золото-платиноидного оруденения железорудных месторождений-гигантов КМА (Центральная Россия) // Докл. РАН. 2010. т. 430, № 3. С. 395-399.

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРИРОДНЫХ ЦЕОЛИТСОДЕРЖАЩИХ ТУФОВ

Э.Л. Зонхоева

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, elis@geo.stbur.ru

Россия располагает крупной базой минерально-промышленных типов природных адсорбентов, на территории которой разведано около 150 месторождений цеолитов, опок, диатомитов, трепелов, бентонитовых и палыгорскитовых глин, глауконитов, перлитов и вермикулитов [1]. Цеолиты относятся к классу каркасных алюмосиликатов с трехмерной упорядоченной структурой, пронизанной микропористой системой каналов и полостей, в которых могут находиться от нескольких молекул до нескольких десятков молекул, поэтому в соответствии с современной терминологией предложено называть их ультрананопористыми сорбентами [2]. В настоящее время насчитывается 48 природных минеральных и до 150 синтетических видов цеолитов [3], многие из которых нашли широкое применение в различных сферах народного хозяйства. Основным отличием цеолитов от других катионообменников является повышенная селективность обмена с отдельными катионами.

В нашей стране по состоянию на 2002 г. учтено 14 цеолитовых месторождений, 74% из которых сосредоточено в Забайкалье [4]. Наиболее перспективным для применения в экологических целях представляется Холинское месторождение (Забайкалье) клиноптилолитовых туфов, которые характеризуются отсутствием канцерогенности, мутагенности, токсичности. Так, комиссия по канцерогенным факторам МЗ РФ подтвердила возможность использования данной породы в качестве энтеросорбента. На основе данного туфа налажено производство биологически активных веществ типа “Литовит”. На международной выставке ЭКВАТЕК-2006 (г. Москва) природный цеолитовый туф Холинского месторождения удостоен почетного диплома в разделе “Реагенты для водоочистки и водоподготовки” [5]. Промышленные испытания прошли также цеолиты гейландитового ряда месторождения Дзегви (Грузия) на Рублевской водоочистной станции (г. Москва). Наблюдения за работой фильтра в течение 10 лет (1981-1991 гг.) свидетельствовали о стабильности положительных результатов [6].

Очень важными для охраны окружающей среды в целом и Байкальского региона в частности представляются исследования природных цеолитов и цеолитсодержащих туфов по отношению к растворенным в воде примесям ионов металлов. Байкальский регион характеризуется высоким естественным радиоактивным фоном из-за наличия урановорудной провинции и техногенным загрязнением в результате проведенных в 1949-62 гг. испытаний ядерного оружия на Семипалатинском полигоне.

Основными условиями для успешного внедрения адсорбционных процессов в промышленную практику являются способность адсорбентов к регенерации, совершенство способа регенерации, которые влияют на длительность срока службы адсорбентов и снижение эксплуатационных затрат. Поэтому в наших исследованиях, посвященных сорбционным свойствам цеолитсодержащих туфов, особое внимание уделялось обеспечению рационального способа утилизации отработанного сорбента. Учитывая дефицит в Байкальском регионе микроэлементов J, Se, Zn, Cu, Co, Ni, Mo, P, Mn, представляется целесообразным не проводить регенерацию отработанного сорбента, а утилизировать его в качестве носителя микроэлементов путем ввода в состав удобрений и кормов. Это позволит удешевить технологию очистки от целевого компонента и получить сельскохозяйственную продукцию, обогащенную макро- и микроэлементами.

Нами исследованы фильтрующие свойства клиноптилолитсодержащих туфов Холинского месторождения в фильтрах механической очистки в сравнении с песком и керамзитом. Технологическое моделирование очистки воды от взвешенных веществ проведено с различными вариациями последовательности укладки слоев и состава фильтрующей загрузки: однородного (песок, керамзит, туф), смеси песка и туфа, взятых в разных соотношениях. Фильтрация воды проводилась в восходящем и нисходящем направлениях потока с предварительной реагентной и безреагентной обработкой. Установлено, что в случае безреагентного фильтрования в нисходящем режиме целесообразно использовать смешанную (1:1) туфо-песчаную загрузку, однако контактная коагуляция на туфе обеспечивает более высокую производительность фильтра и удовлетворительный фильтроцикл. При использовании гранулированного керамзита, а также 2-хслойной керамзитовой загрузки, состоящей из частиц разного диаметра, не достигается необходимого качества очистки. Положительные результаты получены только при фильтрации воды в восходящем потоке через 2-хслойную керамзитовую загрузку в сочетании с реагентной обработкой коагулянтом сульфатом алюминия и флокулянтом полиакриламидом (ПАА), т.е. контактной коагуляцией. Керамзитовая загрузка обладает лучшими гидродинамическими свойствами, обеспечивает высокую скорость фильтрации воды по сравнению с туфом, однако основным недостатком ее применения является значительный перерасход промывной воды, требуемый для ее регенерации. Время достижения предельной потери напора загрузок из туфа и керамзита

намного превышает время защитного действия фильтров.

Важным преимуществом применения цеолитсодержащего туфа является способность его к ингибированию роста кишечной палочки [7]. Установленное свойство усиливается при внесении ионов серебра в фильтрующую основу путем ионного обмена. Для сравнения использовались образцы силикагеля, синтетического кварца. Найдено, что наибольшей сорбционной способностью по ионам серебра обладает цеолитсодержащий туф, наименьшей – силикагель, причем ионы серебра прочнее связываются с туфом, чем с остальными исследованными материалами. Наилучшие результаты по снижению общего микробного числа (ОМЧ) получены с использованием пылевой фракции туфа в Ag-форме, из чего сделан вывод о значительной роли соразмерности в механизме взаимодействия микробных клеток и твердых носителей.

Получены данные по сорбции уранил-ионов в интервале концентрации раствора от 0,1 до 100 мкг/л на клиноптилолитсодержащем туфе Холинского месторождения [8]. Изотерма имеет выпуклый вид, характеризующий избирательность сорбции уранил-ионов туфом. На извлечение уранил-ионов практически не влияет изменение pH в интервале от 5 до 9. Сорбция уранил-ионов туфом происходит с высокой скоростью.

Проведена оценка селективности Na-замещенной формы цеолитовых минералов - анальцима, стильбита, сколецита, шабазита, мезолита по отношению к ионам цинка, кадмия, меди. Наибольшая степень обмена ионов натрия на ионы меди из сульфатных растворов наблюдается на самом широкопористом шабазите, который обладает трехмерной системой каналов, доступной для обмениваемых ионов, а наименьшая – на мезолите с одномерной системой каналов. Кроме того, на селективность обмена может влиять величина свободного объема, которая изменяется в ряду: шабазит > стильбит > мезолит > анальцим.

Емкость цеолитсодержащих пород на порядок выше емкости минералов цеолитов, что связано как со структурой самого клиноптилолита, содержащего крупные полости и широкие каналы, но и наличием вторичной пористой структуры, образованной мезо- и макропорами. Данные, полученные по кинетике процесса, позволили предположить, что на цеолитсодержащем туфе ионы металлов сорбируются частью по механизму ионного обмена, частью в результате осаждения их гидроокисей.

В лабораторных условиях проведена очистка сточной промывной воды линии травления, содержащей, мг/л: медь – 645; никель - 0,78; цинк – 0,77, pH 1. Наименьшую селективность туф проявил к ионам цинка, которые первыми вышли в раствор, а наибольшую – к ионам меди. При использовании для очистки воды цеолитсодержащего туфа Холинского месторождения достигнуто хроматографическое разделение ионов, что позволило получить элюаты с чистым металлом.

В экспериментах по извлечению ионов цинка из промывных сточных вод линии цинкования гальванического цеха, проведенных в полупроизводственных условиях, использовали 2-хступенчатую схему очистки на колонках высотой 1 м и диаметром 0,25 м, загруженных клиноптилолитсодержащей породой Холинского месторождения зернением 5-7 мм. Скорость фильтрования воды в нисходящем режиме 30 л/ч; температура раствора 70°C; pH 6,5; содержание цинка в исходной воде 15 мг/л. После пропускания 120 л раствора концентрация цинка на выходе из первой колонки составляла 0,08 мг/л, из второй колонки – 0,03 мг/л. Отработанный сорбент поддается регенерации реагентом, входящим в состав гальванической ванны. Далее из регенерационного раствора можно получить путем электролиза металл и очищенную воду.

Сорбционную технологию получения микроэлементного компонента удобрений апробировали на примере лантансодержащего туфа Мухор-Талинского месторождения, внесенного в почву при выращивании гороха [9]. Предварительно проведенные исследования показали максимально достижимую емкость цеолитсодержащих туфов по La^{3+} в пределах 0,3 мг-экв/г. Установлено высокое сродство туфов, граничащее с хемосорбцией, к ионам лантана в области низких концентраций растворов, что открывает, по нашему мнению, перспективы использования туфов в геохимических защитных барьерах. Добавка в удобрения лантансодержащего туфа повлияла на повышение урожайности гороха и активизацию азотного обмена растений.

Этот же способ утилизации был использован в работах, посвященных сорбции ионов селена (IV) на цеолитсодержащих туфах [10]. Туфы извлекают из воды до 30 мг/г селена (IV), монтмориллонитовая глина 56 мг/г, однако разделение твердой и жидкой фаз в последнем случае весьма затруднительно. Результаты исследований статистики и кинетики сорбции селена были использованы в дальнейшем для разработки добавок к рациону домашней птицы и микроудобрения, внесенного в посевы яровой пшеницы. Работы проводились совместно с сотрудниками Восточно-Сибирского государственного технологического университета и Института общей и экспериментальной биологии СО РАН. Введение селена в сорбированной форме в корма и в почву позволит осуществлять контроль над содержанием вносимого селена и получить обогащенную селеном сельскохозяйственную продукцию – куриные яйца и яровую пшеницу. Сорбционная технология введения селена в корма и почву окажет положительное влияние на экологическую обстановку, т.к. предотвратит унос легколетучего селена и его смывание с осадками.

Таким образом, природные цеолитсодержащие туфы можно использовать не только для извлечения избыточных количеств дисперсных и растворенных примесей из воды, но и для доставки человеку необходимого количества макро- и микроэлементов с продуктами питания.

1. **Дистанов У.Г., Зайнуллин И.И., Конохова Т.П., Сабитов А.А.** Минерально-сырьевой потенциал природных адсорбентов // Разведка и охрана недр. 2003. № 3. С. 28-33.
2. **Фомкин А.А.** Объемное заполнение ультраананопор при адсорбции // Актуальные проблемы теории адсорбции, пористости и адсорбционной селективности: Материалы 12 Всероссийского симпозиума. Москва - Клязьма, 21-25 апр., 2008. М., 2008. С. 5.
3. **Rhodes C.J.** Zeolites: physical aspects and environmental applications // Annu. Repts Progr. Chem. С. 2007. V. 103. P. 287-3251.
4. **Хатькова А.Н.** Минералого-технологическая оценка промышленного цеолитсодержащего сырья для обоснования методов обогащения и получения товарной продукции. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. д.т.н. Чита, 2004. 43 с.
5. **Шведова И.В.** Проблема обеспеченности селена. Пути профилактики // Продукты питания и рац. исполъз. сырьев. ресурсов. 2002. № 5. С. 90.
6. **Новгородов П. Г.** Цеолитовые породы в очистке питьевой воды // Актуальные проблемы освоения цеолитового сырья месторождения Хонгуруу: Материалы Научных чтений, посвященных памяти К.Е. Колодезникова, Якутск, 2005. Якутск, 2005. С. 61-70.
7. **Зонхоева Э.Л., Беломестнова Н.В., Фалилеева О.Ю., Инешина Е.Г.** Получение серебросодержащего бытового фильтра на основе цеолитсодержащего туфа // Принципы и процессы создания неорганических материалов: Материалы международного симпозиума (Первые Самсоновские чтения), Хабаровск, 1998. Хабаровск: Дальнаука, 1998. С. 162-163
8. **Зонхоева Э.Л., Астахов Н.Е., Барганова С.В., Дампилова Б.В.** Сорбция урана на природных цеолитсодержащих туфах // Новые технологии добычи и переработки природного сырья в условиях экологических ограничений: Материалы Всеросс. н.-т. конф. Улан-Удэ, 26-30 июля 2004. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2004. С. 37-39.
9. **Абашеева Н.Е., Кожевникова Н.М., Меркушева М.Г., Зонхоева Э.Л., Убугунов Л.Л., Митыпов Б.Б., Солдатова З.А., Тоневницкая С.В., Миронова Л.И.** Получение и применение удобрений пролонгирующего действия на основе сорбционной технологии. Препринт. Улан-Удэ: Изд-во БГУ, 1999. 42 с.
10. **Санжанова С.С.** Получение селенсодержащей добавки к кормам и удобрениям на основе природных цеолитовых туфов. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. к.т.н. Улан-Удэ, 2007. 19 с.

РЕЗУЛЬТАТЫ РЕГИОНАЛЬНОГО КОЛИЧЕСТВЕННОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ОСНОВЕ ИНФОРМАЦИИ ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В ПРИАМУРЬЕ

Е.Г. Иволга

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

Количественное прогнозирование – это процесс выделения перспективных площадей на базе обоснованной совокупности геологических, геофизических, геохимических и экономических данных, выраженных количественно, с целью предсказания мест возможного положения рудных объектов. Система метризации признаков зависит от типа применяемой прогнозирующей ГИС. В отличие от традиционного прогнозирования, которое выполняется с помощью металлогенического анализа и в основе которого лежат генетические модели искомым объектов, количественное прогнозирование выполняется на базе пространственно-статистических моделей. Они создаются путем анализа пространственно-статистического положения эталонных объектов относительно признаков, имеющих в сформированной информационной базе. Обычно геофизическая информация при прогнозировании используются либо в интерпретируемом виде в качестве вещественно-структурных моделей рудных объектов, либо в не интерпретируемом виде, путем изучения неоднородностей аномальных геофизических полей. Особенность регионального прогнозирования состоит в том,

что создание на базе геофизической информации региональных вещественно-структурных моделей является весьма проблемным и трудоемким процессом, поэтому на первый план выходит информация карт аномальных геофизических полей. Поля интегрально отражают глубинные и приповерхностные особенности геологического пространства, в том числе и продукты рудно-магматических процессов.

В пределах Приамурья с целью оценки прогностических возможностей информации гравитационного и магнитного полей для регионального прогнозирования были выполнены региональные прогнозные работы с помощью ГИС ПАРК. **Главная задача исследований:** на основе интерпретации карт гравитационного и магнитного поля, без привлечения геологической информации разделить территорию региона на перспективные и бесперспективные площади на определенные виды рудной минерализации.

Основу информационной базы прогноза составили: карта аномального магнитного поля масштаба 1: 2 500 000 [2], карта гравитационного поля масштаба 1: 2 500 000, созданные по съемкам 1:200 000 и реже 1:1 000 000, металлогеническая карта масштаба 1:1500000 [3].

Рассматриваемая территория размещается в зоне сочленения Алдано-Станового щита, Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов [1]. Согласно металлогеническому районированию В.И. Сухова [3], территория размещается в пределах Внешней и Переходной мегазон Тихоокеанского рудного пояса, отличающихся структурными геодинамическими и металлогеническими особенностями. Внешняя мегазона представляет собой дискретно размещенные ареалы рудоносности, металлогеническая специализация которых характеризуется парагенезами сидерофильных (P-Fe-Ti, Fe, Mn, Mo, C), халькофильных (Cu, Pb-Zn) и литофильных (TR, RM, W, Sn, Mo, F) рудных элементов. Переходная мегазона имеет резко наложенный на окраину континента характер, и отвечает тихоокеанскому структурному направлению, отражая крупную структурную перестройку, происшедшую в процессе глобально проявленного внутриплитного магматизма. Металлогения Переходной мегазоны в значительной мере унаследована от Внешней мегазоны с существенно возросшей ролью парагенезов (Au, Ag, Cu-Mo, Sn-Cu-Pb-Zn).

Большинство исследователей основную металлогению региона связывают либо с орогенным этапом развития территории (субдукцией или коллизией плит), либо с процессами внутриплитного магматизма. Наиболее продуктивный в металлогеническом отношении период – мезозойский [5].

Методика работ. Решение прогнозных задач выполнялось алгоритмом «распознавания образов». Методика исследований включала три основных этапа работ: 1) создание информационной базы прогноза - а) создание информационного массива признаков, б) создание информационной базы рудных объектов; 2) решение прогнозных задач; 3) выработка прогнозного заключения.

Основу информационной базы прогноза составили: карта аномального магнитного поля масштаба 1: 2 500 000 [2], карта гравитационного поля масштаба 1: 2 500 000, созданные по съемкам 1:200 000, реже 1: 1 000 000, карта рудоносности масштаба 1:1 500 000 [3]. Для увеличения информационного массива были дополнительно созданы 44 карты – трансформанты гравитационного и магнитного полей. Они отражают деление полей на региональную и локальную составляющие, обусловленные разноглубинными процессами; учитывают степень дифференциации разноуровневых аномалий (стандартное отклонение, энтропия); показывают особенности корреляционных связей между аномалиями указанных полей. Информационная база рудных объектов - это адаптированная к данной прогнозной системе база, созданная при составлении карты рудоносности [3]. Рудная база прогноза состоит из месторождений разных видов (около 2300), разделенных по генетическим, рудно-формационным особенностям и по величине разведанных запасов (крупные, средние, мелкие).

Для создания обучающей выборки вначале выбирались все объекты изучаемой рудно-формационной принадлежности вне зависимости от величины месторождений. Затем они разбивались на две части: одна использовалась в качестве обучающей выборки, а другая – контрольной. Прогнозные задачи решались для ведущих видов оруденения в регионе: Sn, Au, Pb, Zn, W, Mo, Fe, Cu. Решены они с разной степенью достоверности, поскольку не для всех типов оруденения в рамках созданной информационной базы можно было создать компактную оптимальную прогнозную модель, да и эталонное обеспечение было не всегда должного качества. По металлогенической иерархии выделившиеся площади соизмеримы с металлогенической областью – рудным районом.

Результаты прогнозирования представлены тремя сериями карт: картами меры сходства с эталоном (результат машинной обработки), прогнозными картами и картами рудных (металлогенических) поясов (результат интерпретации). На рис. 1 приведен пример конечного результата прогнозирования – карты золоторудных поясов. В целом наиболее интересные прогнозные результаты выполненных исследований сводится к следующему:

1. Перспективные площади на олово четко сгруппировались в четыре области, где совмещены в пространстве объекты разной рудно-формационной принадлежности (касситерит-сульфидной, касситерит-кварцевой, касситерит-силикатной, грейзеновой) - Сихотэ-Алинскую, Хинган-Эвурскую,

Южно-Верхоянскую и Верхне-Амурскую. Три первых совпадают с известными оловоносными областями [3, 4]. Отнесение Верхне-Амурской области к оловоносной, с позиций сегодняшней рудоносности проблематично, но, в то же время, здесь имеются рудопроявления и точки минерализации олова. Все четыре области, совместно с перспективными площадями на вольфрамовое оруденение, формируют олово-вольфрамовые рудные пояса, перспективы которых для восточной части территории доказаны, а для западной части - это лишь привлечение внимания специалистов к выделенным площадям. Особенностью пространственного положения поясов является приуроченность к областям наложения разновозрастного магматизма на сочленении разновозрастных тектонических сооружений (жестких структур и складчатых поясов), на что обращалось внимание С.М.Родионовым [4].

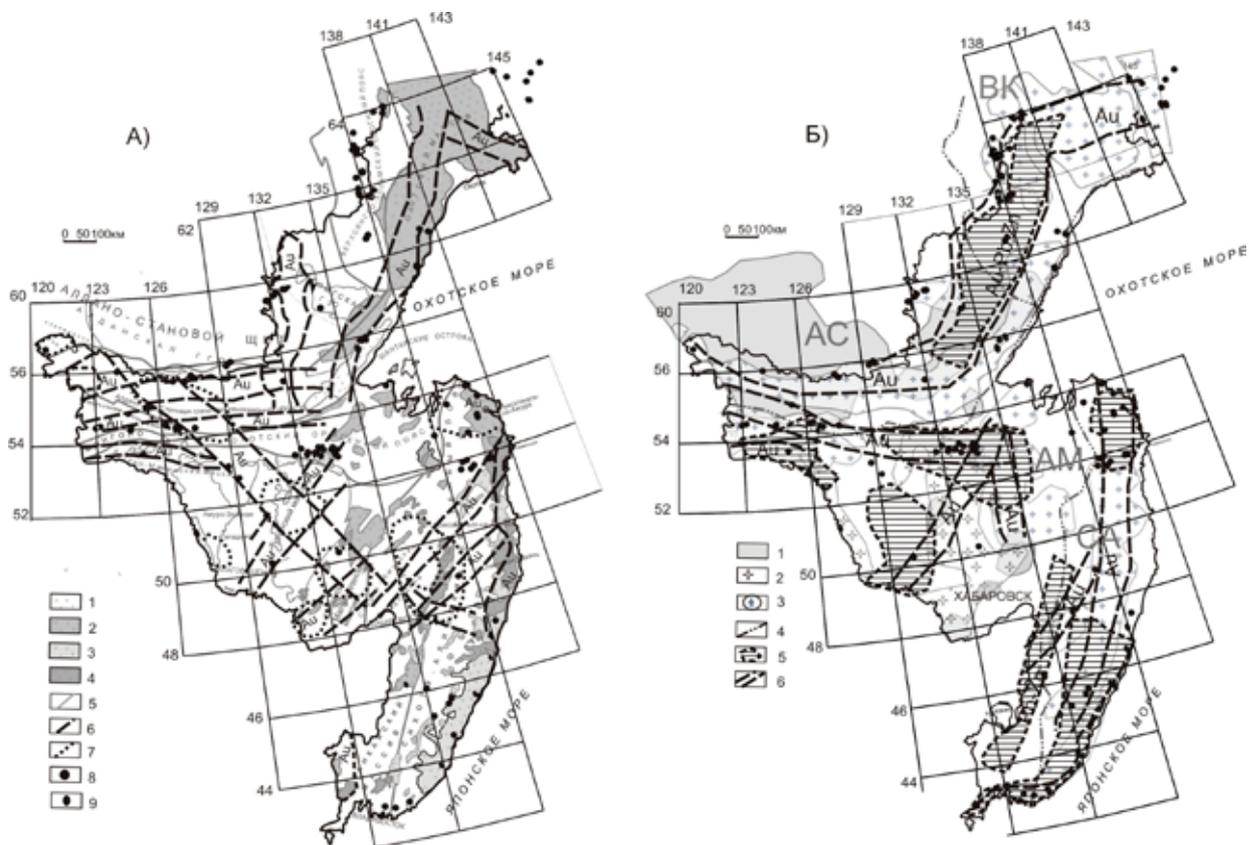


Рис. 1 Золоторудные пояса и области юга Дальнего Востока России, выделенные по результатам количественного прогнозирования.

А) золото-серебряные: 1-вулканогенные образования, преимущественно кислого состава юрского возраста; 2 - вулканогенные образования, преимущественно кислого состава мелового возраста; 3 - вулканогенные образования, преимущественно кислого состава палеоген-неогенового возраста; 4 - вулканогенные образования базальтоидного состава неоген-четвертичного возраста; 5 - границы основных тектонических структур; 6 - границы поясов Au-Ag золото-серебряного оруденения; 7 - границы областей Au-Ag оруденения; 8 - месторождения золота; 9 - месторождения золота золото-серебряной рудной формации.

Б) золото-полиметаллические: Гранитоидные ареалы 1- позднепротерозойского возраста; 2 - палеозойского возраста; 3 - мезозойского возраста; 4 - границы металлогенических провинций по Н.П. Романовскому: ВК - Верхояно-Колымской, АС - Алдано-Становой, АМ - Амурской, СА-Сихотэ-Алинской; 5 - области, перспективные на полиметаллическое оруденение; 6 - перспективные золоторудные пояса.

2. Главный ареал перспективных на золото площадей связан с северной частью региона, где сближены в пространстве все типы рудных формаций (золото-кварцевой, золото-серебряной, золото-сульфидной и золото-кварц-сульфидной). Заслуживает особого внимания перспективная на сульфидное и золото-кварцевое оруденение зона гравитационного градиента, на северной периферии Охотского массива, которая в такой трактовке ранее не рассматривалась. Она имеет северо-восточное простирание, расположена на юге гравитационного минимума, обусловленного, вероятно, гранитоидами Южно-Верхоянского гранитоидного пояса. Золоторудные пояса по своему пространственному положению четко делятся на два типа: золото-полиметаллические и золото-серебряные (рис. 1). Первые больше тяготеют к гранитоидным поясам, в области наложения разновозрастного магматизма и разновозрастных тектонических сооружений (жестких и складчатых) и часто сопряжены

с олово-вольфрамовыми поясами. Возможность такого совмещения в Дальневосточном регионе обосновывается Л.В. Эришем как основа прогноза крупных золото-редкометалльных месторождений [6]. Вторые – больше тяготеют к вулканоплутоническим поясам.

3. Перспективные площади железорудных объектов определяются генетическим типом оруденения. Наиболее интересный результат получен для осадочно-вулканогенных объектов (железо-марганцевых и железорудных по [3]). В качестве перспективной территории выделено западное обрамление Средне-Амурской депрессии и восточное обрамление Ханкайского массива. И если в пределах второй площади железорудные объекты имеются, то район Средне-Амурской депрессии как рудный ранее не рассматривался. По обрамлению Средне-Амурской депрессии, аэромагнитной съемкой зафиксирована серия магнитных аномалий. Геологическая заверка одной из них (Будюрской) привела к выявлению железорудного проявления (мелкого месторождения).

4. На основе анализа пространственного положения полученных перспективных площадей выделены также медно-молибден-редкометалльно-редкоземельно-железистые рудные пояса и ареалы, объединяющие в своем составе объекты разных генетических видов: молибден-медно-порфировое, молибден-кварцевое, медное осадочного происхождения, редкометалльное пегматит-грейзенового типа и железорудное метаморфогенного и осадочного типов оруденения. Размещение оруденения в них подчиняется некоторой зональности: центральную часть занимает редкометалльно-редкоземельное оруденение, которое сменяется перспективными площадями на молибденовое оруденение и далее к периферии - на медное оруденение. Положение перспективных железорудных объектов в этой зональности четко не выявилось. В целом такое распределение может указывать на наличие единого продуцирующего очага для зональных элементов и отличный генезис для железорудных.

Выводы. Выполненные исследования доказали, что геофизические поля потенциально имеют большие прогностические возможности. Однако реализация этих возможностей зависит: а) от полноты описания полей с помощью трансформант (информационная база признаков); б) от точности классификации рудных объектов при сравнении с эталоном.

Выделенные новые перспективные площади на разные виды оруденения требуют дальнейшей геологической интерпретации.

1. **Карсаков Л.П., Чжао Чуньцин, Малышев Ю.Ф. и др.** Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1: 1 500 000. Владивосток-Хабаровск, 2005. 263с.

2. Карта аномального магнитного поля ΔT_a . СССР. Континентальная часть и некоторые прилегающие акватории масштаб 1:2 500 000. Ленинград. 1977.

3. Металлогения Дальнего Востока России. Хабаровск: Из-во ДВИМСа, 2000. 217 с.

4. **Родионов С.М.** Металлогения олова Востока России. Москва: Наука, 2005. 325 с.

5. **Ханчук А.И., Иванов А.И.** Геодинамика Востока России в мезо-кайнозое и золотое оруденение // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 7-30.

6. **Эйриш Л.В.** К перспективам выявления крупных золоторудных месторождений в складчатых комплексах и структурах активизации Приамурья и Приморья // Руды и металлы. 2010. № 2. С. 5-16.

О НЕКОТОРЫХ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ АЛЮМИНИТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД И РУД УЧАСТКА ЗАЛАРИ (ИРКУТСКАЯ ОБЛАСТЬ)

**А.В. Иоспа¹, В.А. Кусов², Е.Г. Ожогина¹, Е.С. Сорокина¹,
И.М. Ткаченко², Ю.А. Хижняков³**

¹Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М. Федоровского, Москва, ada_heals@mail.ru, vims-ozhogina@mail.ru, elensorokina@mail.ru

²НТП «Сосновгеос», Иркутск, ssngeos@irk.ru

³ООО НПО «Наногеология», Москва

В настоящее время в глиноземной промышленности освоено три вида природного сырья – источника его промышленного получения – бокситы, нефелиновые и алунит-содержащие породы. Основной рудой, которая обеспечивает 97% мирового производства глинозема, остаются бокситы. В тоже время Россия располагает низкокачественным бокситовым алюминиевым сырьем [3, 6].

Поэтому возникает необходимость разработки нетрадиционных (небокситовых) типов сырья, к которым относятся, в частности, алюминитовые руды.

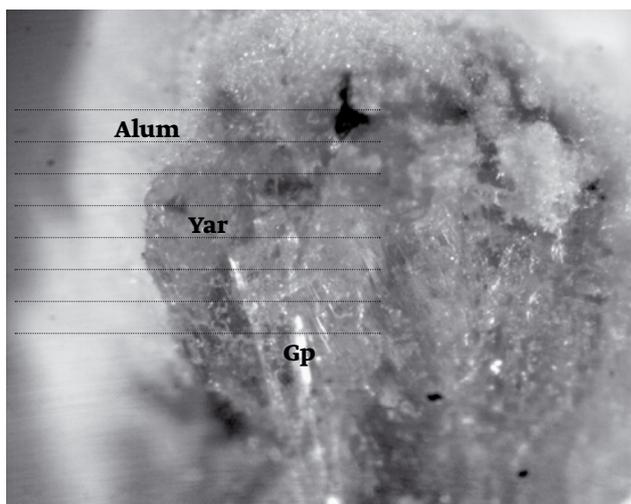


Рис. 1. Алюминит (Alum) и поликристаллы гипса (Gr) на подложке из натечных образований ярозита (Yar). Размер поля зрения - 2,3 мм.

крупной и грубой зернистости с пятнистой, иногда полосчатой, кластической, брекчиевидной (конгломератовой) текстурой. Обломочный материал сцементирован глинистой (часто каолинит-монтмориллонитовой) массой. Структура песчаников смешанная в зависимости от размерности обломочного и цементирующего материала: псамито-пелитовая, псамито-алевролитовая, псефито-псамито-пелитовая, псамито-алевролит-пелитовая и т.д. Тонкозернистые и тонкочешуйчатые каолиновые глины имеют кластическую, микрополосчатую или массивную текстуру, алеврито-пелитовую и пелитовую структуру соответственно. Главные породообразующие минералы песчаников и глин (в об.%): кварц (45-55), каолинит (15-20), калишпат (10-15), монтмориллонит (5-10) и плагиоклаз (5-10). Обнаруженная алюминитовая минерализация – убогая (менее 1 вес. %), что не отвечает данным предыдущих исследований. Минерализация приурочена к глинистому цементу с явными продуктами окисления пирита, выражающимися в гетитизации и ярозитизации. В ассоциации с алюминитовой минерализацией отмечается гипс, гиббсит и хлорит. Рентгенографическим анализом обнаружены следы других сульфосолей алюминия (в вес.%): хлормагалюминит (<1), алунит (<1) и металюминит (<1). Обнаруженная хлормагалюминитовая минерализация на участке Залари является уникальной. Хлормагалюминит – весьма редкий минерал группы манассеита-шегрениита [3, 5], который локализуется в месторождениях всего двух стран мира – России (Иркутская область) и Канада (Кьюбек).

Карьер, используемый для забора песчаного материала для отсыпки дорог, расположен на юго-восточной окраине поселка Залари, в 100 м от старого Московского тракта. Представляет собой два обнажения искусственного происхождения, разнесенные в пространстве приблизительно на 300 м. Исследование образцов алюминитовой руды из карьера показало, что алюминит встречается в двух типах вмещающих пород: галечниках и песках. Алюминит галечников отмечен в цементирующей массе смешанного состава (алюминит-гиббсит-каолинитовой). В песках встречается в виде стяжений и желваков полиминерального состава (алюминит, ярозит, гиббсит и гипс; рис. 1).

Дальнейшее проведение минералогических исследований перспективно для выявления генетических особенностей алюминитовой минерализации, определяющей ее технологические свойства и поведение в процессах скважинного подземного выщелачивания.

1. **Бетехтин А.Г.** Минералогия. М.: Государственное издательство геологической литературы, 1950. 960 с.
2. **Винчел А.Н., Винчел Г.** Оптическая минералогия. М.: Издательство иностранной литературы, 1953. 564 с.
3. **Кашаев А.А., Феоскитов Г.Д. и др.** Хлормагалюминит – $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4\text{Al}_2(\text{OH})_{12}(\text{Cl}, 1/2\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ – новый минерал из группы манассеита – шегрениита // Записки ВМО. 1982. № 1 С. 121-127.
4. **Фазлуллин М.И., Авдонин Г.И. и др.** О перспективах получения глинозема методом скважинного подземного выщелачивания // Материалы симпозиума «Неделя горняка – 2008», 2008. С. 237-244.

5. Феоктисов Г.Д., Иванов С.И. и др. О находке хлор-манассеита в СССР // Записки ВМО. 1978. № 3. С. 321-325.

6. Черкасов Г.Н., Прусевич А.М. и др. Небокситовое сырье Сибири. М.: Недра, 1988. 167 с.

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ МАРИНКИНСКОГО МАССИВА (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) КАК СЫРЬЕ ДЛЯ ПРОИЗВОДСТВА НОВЫХ СТРОИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ

Е.В. Кислов, А.В. Малышев

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

История изучения. Маринкин дунит-троктолит-габбровый массив закартирован Бамбуйской партией Геолого-съемочной экспедиции Бурятского геологического управления (Кибанов и др., 1963, 1964) при геологической съемке масштаба 1:200 000 бассейнов рек Тулдуни и Бамбуйки в 1961-63 годах. Были даны положительные рекомендации на поиски сульфидно-никелевых проявлений в связи с интрузивом.

В 1964 г. на Маринкином массиве проводятся геолого-съемочные работы масштаба 1:50 000 под руководством В.С. Косинова (1965). Отмечена убогая вкрапленность сульфидов в ультраосновных породах. Никеленосности массива дана отрицательная оценка.

В 1968 г. массив изучил Э.Л. Прудовский (Прудовский и др., 1969; [6]), который провел его маршрутное обследование, составил геолого-петрографические разрезы, выполнил металлометрию, шлиховое опробование, магниторазведочные, проходку канав, бороздвое, штуфное и точечное опробование и лабораторно-аналитические работы с целью оценки его никеленосности.

Впоследствии интрузив изучался сотрудниками научно-исследовательских организаций, обращавших внимание в основном на петрологию плутона. Краткие сведения о Маринкинском массиве приведены в монографиях П.А. Балыкина с соавторами [1] М.И. Грудинина [2], Э.Г. Конникова [5] и А.А. Цыганкова [8], наших статьях [9 и др.].

Геология района. Маринкинский дунит-троктолит-габбровый массив расположен в бассейне руч. Маринкиного в правом борту долины верхнего течения р. Тулдуни (левый приток р. Витим) против устья р. Ирокинда. Он находится в южной части Келяно-Иракиндинской структурно-формационной зоны, в западном складчатом обрамлении Муйской глыбы, контролируется зоной Келяно-Ирокиндинского глубинного разлома. Это типоморфный массив маринкиного комплекса. Вероятно, к нему относятся практически не изученные габброидные (?) массивы (до 10), расположенные южнее и западнее Маринкиного массива на площади около 300 кв. км.

Породы Маринкинского массива в восточной и северной части прорывают нижнепротерозойские ороговикованные кислые и основные эффузивы нижнегорбылокской свиты, в остальных участках они рвутся палеозойскими (?) гранитоидами (ранее относились к муйскому комплексу нижнего протерозоя). Таким образом, массив представляет собой крупный ксенолит, окруженный почти со всех сторон относительно молодыми гранитами. С северо-востока он ограничен мезо-кайнозойской Телешминской депрессией и, по-видимому, частично перекрыт плейстоцен-голоценовыми аллювиально-пролювиальными и озерными отложениями.

Состав и строение. Маринкин массив образует в плане тело причудливой конфигурации. Длинная ось его имеет северо-западное (320-330°) направление. Вдоль нее массив прослеживается на 5,5 км. Максимальная ширина в северо-западной части около 4 км, в средней – 2 км. Площадь интрузива около 11 км². Благодаря глубокому врезу русла руч. Маринкинского, плутон по вертикали вскрыт на 700 м с обнажением в русле метаморфизованных основных эффузивов вмещающей толщи. Sm-Nd возраст 825 ± 12 млн. лет [3].

Маринкинский плутон имеет концентрически-зональное внутреннее строение. Его центральную часть слагают дуниты и плагиодуниты, образующие вытянутое в субмеридиональном направлении эллипсоидное тело. Ультраосновные породы частично, в основном по разломам и контактам, преобразованы в аподунитовые, апоплагиодунитовые серпентиниты и серпентин-актинолитовые породы. Периферийные части массива интенсивно изменены постмагматическими процессами и, по-видимому, воздействием гранитоидов, превращены в цоизитовые, цоизит- и сосюрит-актинолитовые породы. Рвущих взаимоотношений между ультрамафитами и габброидами не отмечено, на основании чего можно сделать вывод, что все разновидности пород массива представляют собой внутрикамерные дифференциаты единого расплава.

Длина ультраосновного ядра интрузива около 2 км, средняя ширина – 1 км, площадь около 2 кв. км. Ультраосновные породы слагают (в плане) тело грубо прямоугольных очертаний, несколько вытянутое в направлении удлинения массива. На северо-западе и юго-востоке контакт с окружающими габброидами осложнен зонами разрывных нарушений. Контуры северо-восточного и юго-западного контактов довольно извилистые, также осложненные разрывными нарушениями. По данным магниторазведки и рельефу, предполагается сравнительно пологое (40-50°) падение поверхности юго-западного контакта в западном направлении. Северо-восточный контакт почти вертикальный.

В пределах дунитового блока преобладают плагиоклазсодержащие дуниты, причем к периферическим участкам количество плагиоклаза в дунитах возрастает. На контакте дунитового ядра с вмещающими троктолитами развиты грубопорфировидные такситовые породы, варьирующие по составу от плагиодунитов до мелано- и мезотроктолитов. «Леопардовый» пятнистый облик этих пород обусловлен наличием крупных (до 10 см) гнездообразных «лапчатых» обособлений оливина в плагиоклазовой матричной массе. Наиболее контрастная расслоенность с варьированием состава прослоев от плагиодунитов до анортозитов свойственна ближайшему окружению дунитового ядра. В северо-западном контакте мощность зоны составляет не менее 900, в южном - около 500 м. В северо-западной части ультраосновного тела вскрывается расслоенная серия, представляющая собой чередование троктолитов, плагиодунитов, перидотитов, переходящих в более однородные оливиновые габбро и оливиновые габбронориты.

Остальная часть массива, за исключением полей развития измененных под воздействием гранитоидов пород, сложена преимущественно равномернозернистыми лейкотроктолитами с довольно устойчивым соотношением количеств плагиоклаза (~70-80%) и оливина (~15-25%). К мафитовой группе пород относятся также габбро, габбронориты и оливиновые нориты, обнаруженные в северо-западной части плутона среди цоизитовых пород. В троктолитах имеются дайки субультрамафитового и ультрамафитового состава, мало отличающиеся от ультраосновных пород центральной части массива. Они, в свою очередь (как и породы дунитового ядра и его окружения), секутся мелкозернистыми дайками и жилами габбро, габброноритов, анортозитов, пироксенитов и диабазов.

Дуниты и плагиодуниты вдоль контакта с окружающими измененными троктолитами преобразованы в серпентиниты, серпентин-тремолитовые и серпентин-актинолитовые породы. В центральной части ультраосновного ядра также отмечаются многочисленные зоны серпентинитов и серпентинизированных пород мощностью от 0,5 до 30 м. Они имеют обычно северо-восточное простирание и крутое падения, связаны с зоной расчленения массива разрывными нарушениями. Преобладающий в этих породах серпентин представлен антигорит-лизардитом, образующим характерные петельчатые и микролепидобластовые структуры. Серпентин обычно насыщен игольчатыми и мелкопризматическими кристаллами актинолита и мелкораспыленной магнетитовой сыпью. Нередко встречаются повышенные содержания карбонатного материала, талька, гидроксидов железа (до 30-40%). В ассоциации с этими породами в пределах ультраосновного ядра отмечаются прожилки поперечно-волоконистого асбеста чаще всего в сростании с магнетитом, а также хромшпинелид-магнетитовые просечки.

Основные породы развиты на площади массива значительно шире, чем ультраосновные. Они представлены преимущественно мезократовыми троктолитами, имеющими все переходы, с одной стороны, через меланократовые троктолиты к плагиодунитам, с другой, - через лейкократовые троктолиты к анортозитам. Очень редко среди неизмененных основных пород встречаются оливиновые нориты. Основные породы подвержены метасоматическим изменениям. В результате возникла гамма серпентинизированных, актинолитизированных и цоизитизированных в различной степени троктолитов и вторичных серпентин-актинолит-цоизитовых вплоть до мономинеральных цоизитовых пород. Интенсивно измененные основные породы занимают большую часть площади массива.

Дуниты визуально представляют собой коричневые, темно-коричневые, черные породы среднезернистого и средне-, крупнозернистого сложения. Они состоят обычно на 90-95% из оливина, 3-5% хромита, магнетита и шпинели. Из второстепенных минералов отмечаются ортопироксен и амфибол – до 25%; вторичные представлены серпентином (до 5-10%), актинолитом и карбонатными минералами в количестве 1-3%. Структура дунитов панидиоморфная с элементами аллотриаморфной.

Оливин образует довольно крупные округлые и неправильной формы зерна, редко идиоморфные кристаллы размером до 4-7 мм. В подчиненном количестве в породе отмечаются мелкие зерна оливина неправильной формы, кристаллизующиеся на стыках крупных кристаллов минерала или в виде цепочных выделений внутри их. По-видимому, этот оливин относится к более поздней генерации. Хорошая спайность по {010}. В некоторых кристаллах отчетливо видны двойники. В некоторых случаях оливин насыщен тончайшими включениями рудного минерала или графита (?). Именно такие разновидности дунита имеют черный цвет. Оливин обычно рассечен серий взаимно пересекающихся трещин, вдоль которых выделяются вторичные минералы – карбонаты, серпентин, магнетит, тальк.

Хромит равномерно рассеян в породе и образует изометричные зерна и октаэдрические кристаллы размером от сотых долей мм до 0,6 мм. Мелкие кристаллы присутствуют в виде включений в оливине, более крупные, располагаясь кучно, тяготеют к стыкам зерен оливина. Некоторые кристаллы хромита имеют коробчатую и ситовидную структуру. При этом они заключают внутри оливин, реже карбонатный материал или флогопит. Зачастую хромит обрастает каймой бледно-зеленой шпинели и окружается серпентином.

Ортопироксены встречаются в дунитах в крайне малых количествах. Они образуют мелкие до 0,7 мм по длинной оси призматические кристаллы на стыках зерен оливина. Иногда мелкие призмы ортопироксена, кристаллизуясь на стыке двух зерен минерала, пересекают их и ориентированы перпендикулярно совместному контуру.

Амфибол встречается довольно редко, ассоциируя с ортопироксеном, иногда обрастая его. В таких случаях с пироксеном соприкасается бледно-буроватый амфибол, сменяемый к периферии бесцветным.

Магнетит первичный образует причудливые дендритовидные включения, подчиненные определенным направлениям в оливине. Вторичный магнетит ассоциирует с серпентином и карбонатами. Располагается по трещинам и раздробленным стыкам главных минералов.

Серпентин представлен пластинчатым антигоритом, развитым локально, и лизардитом, заполняющим петельчатые трещины в оливине. Количество серпентина изменяется от 1-2% до 20%.

Представительные химические составы дунитов Маринкинского массива

	М-8	М-8/1	М-10	М-10/2	М-11	М-12	М-12/1	М-12/2	М-12/4	М-12/7
SiO ₂	37,70	38,50	37,90	38,10	38,30	38,30	37,80	37,50	38,00	38,20
TiO ₂	0,04	0,03	0,04	0,05	0,03	0,04	0,03	0,05	0,06	0,05
Al ₂ O ₃	1,00	0,85	3,10	2,55	1,00	1,07	2,00	3,30	1,58	1,11
Fe ₂ O ₃	3,05	1,75	1,32	1,53	2,52	0,88	0,46	2,37	2,75	1,53
FeO	9,87	11,04	12,27	13,43	10,26	12,78	13,20	11,34	10,45	11,59
MnO	0,17	0,19	0,19	0,20	0,20	0,18	0,19	0,19	0,19	0,20
MgO	42,35	43,73	40,17	39,97	43,72	45,32	41,80	39,91	42,40	45,20
CaO	0,28	0,14	1,39	1,18	0,15	0,17	1,12	1,45	<0,10	0,14
Na ₂ O	0,02	0,02	0,10	0,14	0,02	0,03	0,13	0,11	0,02	0,01
K ₂ O	<0,01	0,01	0,06	0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,06	<0,01	<0,01
P ₂ O ₅	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03
П.п.п.	4,15	3,36	2,86	2,37	3,58	1,48	2,52	3,66	4,10	1,78
∑	98,63	99,62	99,40	99,53	99,78	100,25	99,26	99,94	99,55	99,81
S	<0,10	0,16	0,16	0,10	<0,10	<0,10	0,26	<0,10	<0,10	<0,10
Ni	<15	1100	1440	1360	1530	1730	1810	1400	1940	1320
Cu	160	100	192	200	120	100	370	<30	72	78
Co	180	210	210	200	220	200	200	200	210	200
Cr	4300	3900	4200	4500	4800	4600	3200	3900	2800	4200
Au	<10	<10	<10	10,0	<10	<10	15,0	<10	<10	10,0
Pt	8,5	7,0	4,5	16,0	20,0	10,0	11,0	3,0	7,5	140,0
Pd	8,0	21,0	12,0	19,0	27,0	15,0	16,0	6,0	15,0	61,0
Ag	2,0	1,3	1,2	1,0	1,0	1,0	1,1	1,1	1,2	2,0

Примечание. Оксиды и сера даны в масс. %; Cr, Ni, Cu, Co и Ag – в г/т; Au, Pt и Pd – в мг/т. Анализы выполнены в ГИН СО РАН: Cr и Co определены атомно-абсорбционным методом; Ni и Cu – рентгенофлуоресцентным методом на приборе VRA-30; S – гравиметрическим методом; Au, Pt, Pd и Ag – химико-спектральным методом. Аналитики: Иванова В.А., Боржонова И.В., Булдаева Г.И., Егорова М.Г., Татьянакина Э.М., Жалсараев Б.Ж., Ринчинова Н.Б.

Петро- и геохимические особенности пород Маринкинского массива. Характерными особенностями ультраосновных (дуниты и плагиодуниты) и основных (троктолиты) пород массива явля-

ются низкие содержания кремния, титана, щелочей и фосфора при высоких содержаниях магния и глинозема (табл.). По сравнению с породами из других дунит-троктолит-габбровых массивов Байкало-Становой области и, в частности, из Йоко-Довыренского интрузива, они отличаются в среднем наиболее низкой железистостью и самым низким отношением $(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}$. В целом же полученные геохимические характеристики для пород Маринкинского интрузива близки ранним кумулятам (дунитовая зона) Йоко-Довыренского дунит-троктолит-габбрового массива.

Выводы и рекомендации. Экономико-географическое положение массива благоприятное: он находится в 2 км от дороги для автомобилей повышенной проходимости Ирокинда – Бамбуйка в 25 км от поселка Ирокинда, где находится золоторудный рудник ОАО «Бурятзолото». От дороги в сторону массива проложены лесовозные дороги. Вблизи массива подготавливаются к освоению золоторудные месторождения, Моховое месторождение олова с медью и железом, планируется строительство Мокской ГЭС и цементного завода.

Ультраосновные породы (дуниты) Маринкина массива слагают его ядро размерами 1x2 км, вскрытое по рельефу на 700 м. Породы свежие, по минеральному и химическому составу сходные с ультраосновными породами Йоко-Довыренского массива, для которых показана возможность использования как безобжигового магнезиального вяжущего, заполнителя при приготовлении бетонов и так далее [4, 7].

Значительные ресурсы, удобное экономико-географическое и физико-географическое положение позволяют рекомендовать дальнейшее изучение массива не только как никеленосного, но и для возможного использования ультраосновных пород в качестве сырья для производства строительных материалов, включая технологические испытания и экономическую оценку.

1. **Балыкин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Петрова Т.Е.** Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. Новосибирск: Наука, 1986. 200 с.

2. **Грудинин М.И.** Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1979. 156 с.

3. **Изох А.Э., Гибшер А.С., Журавлев Д.З. и др.** Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых массивов восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса // Докл. АН. 1998. т. 360. №1. С. 88-92.

4. **Кислов Е.В., Худякова Л.И., Войлошников О.В.** Дуниты Йоко-Довыренского массива и возможности их использования // Минеральное сырье Урала. 2009. № 06. С. 17-23.

5. **Конников Э.Г.** Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья (петрология и рудообразование). Новосибирск: Наука, 1986. 127 с.

6. **Прудовский Э.Л., Грудинин М.И.** Особенности геологического строения и вещественного состава дунит-троктолитового массива Маринкин (Средне-Витимская горная страна)//Геологические формации Прибайкалья и Забайкалья. Тр. Забайкальского филиала Геогр. О-ва СССР. Чита, 1971. Вып. XXV. С. 21-24.

7. **Худякова Л.И., Войлошников О.В., Котова И.Ю.** Отходы горнодобывающих предприятий как сырье для получения строительных материалов // Вестник Дальневосточного отделения РАН. 2010. № 1. С. 81-84.

8. **Цыганков А.А.** Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 306 с.

9. **Kislov E.V., Malyshev A.V., Orsoev D.A.** Marinkin massif – platinum metals-nickel-copper locality at Middle Vitim mountain region, East Siberia // Northwestern Geology. 2009. v. 42, Sup. P. 185-188.

НОВЫЕ ПОДХОДЫ К НИКЕЛЕНОСТИ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Е.В. Кислов

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

В настоящее время Западное Забайкалье почти не рассматривается как перспективный в отношении никелевого оруденения район. При этом продолжается исследование расслоенных и концентрически зональных ультрамафит-мафитовых интрузивов Северного Прибайкалья, сульфидное медно-никелевое оруденение которых разведывалось в конце 1950-х – начале 1960-х годов. Но найденные в это же время проявления гидротермальной и метасоматической сульфидной минерализации, связанной с альпинотипными гипербазитами, оказались практически забыты. Хотя открытия месторождений сульфидных медно-никелевых руд в Восточных Саянах на территории Красноярского края и Иркутской области заставляют обратить внимание и на юго-восточную часть этой горной области.

Северо-Байкальская ЭПГ-Cu-Ni провинция расположена в юго-восточной части складчатого обрамления Сибирской платформы. Здесь широко развиты рифейские ультрамафит-мафитовые массивы с ЭПГ-Cu-Ni оруденением. В осевой части Сыннырской рифтогенной структуры в рифее сформированы Йоко-Довыренский и Авкитский интрузивы. В пределах Байкало-Муйской островной дуги в рифее сформированы Чайский, Гасан-Дякитский и Маринкин массивы.

Чайский дунит-перидотит-габброноритовый массив размером 1,5x5 км в 90 км северо-восточнее Байкала [4, 5]. Центральную часть слагают серпентинизированные дуниты, по периферии - плагиоперидотиты. Местами оливиновые габбронориты и троктолиты переслаиваются с перидотитами. Габбронориты и роговообманковые габбро окаймляют и секут ультраосновные породы, образуя контактово-реакционные пироксениты. Cu-Ni оруденение в осевой части ультрамафитового ядра локализуется в пироксенитах и их контактах с перидотитами и дунитами. Запасы Ni - 260 тыс. т, Cu - 86 тыс. т, Co - 10,7 тыс. т, средние содержания 0,55, 0,18 и 0,02 мас. %. Прогнозные ресурсы Ni - 800 тыс. т, Cu - 270 тыс. т, Co - 33 тыс. т.

Гасан-Дякитский массив напоминает Чайский, в 40 км северо-восточнее Байкала [5]. Тело линзовидной формы площадью 27 км². Дуниты, перидотиты, пироксениты слагают мелкие линзовидные и неправильные тела, с ними отмечаются троктолиты и оливиновые габбро. Основную часть массива слагают оливиновые и безоливиновые габбронориты, на их контакте с ультраосновными породами - реакционные пироксениты. Сплошные, брекчиевидные, прожилково- и гнездово-вкрапленные сульфидные руды.

Маринкинский дунит-троктолит-габбровый массив в правом борту р. Тулдунь (левый приток р. Витим) в западном складчатом обрамлении Муйской глыбы [5, 6]. Имеет концентрически-зональное строение и площадь около 11 км². Центральную часть слагают дуниты и плагиодуниты, образующие вытянутое эллипсовидное тело площадью 2 км². На северо-востоке переслаиваются троктолиты, плагиодуниты, перидотиты, переходящие в однородные оливиновые габбро и оливиновые габбронориты. Сульфидное оруденение сосредоточено в ультраосновном ядре, представлено площадной рассеянной вкрапленностью и линейными зонами прожилково-вкрапленной минерализации. Содержание Ni достигает 0,35, Co - 0,09 и Cu - 0,2 мас. %.

Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габбровый массив (Байкальское месторождение) в 60 км севернее Байкала [1]. Линзовидное тело 26x3,5 км. Краевая зона сложена плагио-лерцолитами мощностью от 160 до 270 м. Выше зоны: дунитовая (в нижней части с плагио-клазом, в верхней с обособлениями верлитов, диопсидитов и хромититов); ритмичного чередования плагиодунитов и троктолитов; троктолитов и оливиновых габбро; массивных оливиновых габбро; оливиновых габброноритов. Габбронориты секут подошву и кровлю массива. ЭПГ-содержащее Cu-Ni сульфидное оруденение приурочено к плагио-лерцолитам краевой зоны и ответвляющихся силлов в подстилающих породах, реже в габброноритах. Прогнозные ресурсы: Ni - 147 тыс. т, Cu - 51,01 тыс. т, Co - 9,47 тыс. т. Горизонт малосульфидного оруденения ЭПГ на границе расслоенной троктолит-плагиодунитовой и оливингаббровой зон сложен шширо- и жилообразными такситовыми лейкогаббро и анортозитами. Сумма ЭПГ до 12,1 г/т, Au - 3,34 г/т, Cu - 0,71, Ni - 0,43.

Авкитский массив высокожелезистых и высокотитанистых ультрамафитов обнаружен на юго-западном фланге Холоднинского Pb-Zn месторождения на водоразделе рек Холодная и Тья [2]. Удлиненно-линзовидное тело длиной 1400 м вскрыто скважинами с северо-западного контакта. Ширина не превышает 400 м. Ультраосновные породы метаморфизованны до антигоритовых и лизардит-антигоритовых серпентинитов, актинолит-хлоритовых, серпентин-тремолит-карбонатных пород. Реже отмечаются дуниты и перидотиты. Сульфидное оруденение встречено в лежачем эндоконтакте в амфибол-серпентин-хлоритовых породах выше ксенолита кварц-карбонатных роговиков. Линейная зона сульфидного оруденения мощностью около 15 м имеет постепенные контакты. Среднее содержание: Ni - 0,54%, Co - 0,032%, Cu - 0,135%.

Перспективы. К северо-востоку от Авкитского массива в зоне Чуя-Холоднинского разлома известны тела интенсивно серпентинизированных ультраосновных пород: Верхнехолоднинский линзовидный ультрамафитовый массив в верховьях р. Холодная, линзовидные тела ультраосновных пород по правобережью р. Чая на фланге Овгольского полиметаллического проявления у подножия Сыннырского хребта. Силлы ультраосновного состава обнаружены в северо-западном борту Сыннырской рифтогенной структуры у северо-восточного фланга Йоко-Довыренского массива: первое мощностью 10-15 м на склоне горы Вершина Тьи и второе мощностью 2-4 м в экзоконтакте Йоко-Довыренского массива, представленное шристеймитами с сульфидной минерализацией. Сульфидные Cu-Ni проявления выявлены в пикрит-диабаз, пикритах по юго-восточному склону Сыннырского хребта на участках Высотном, Снежном, Амнундакан.

Обсуждение и выводы. Островодужные обстановки считаются непродуктивными на Cu-Ni оруденение. Но в мире есть примеры таких месторождений: интрузивы Сент Стивен, Мокси, Микэник селтмент в Аппалачах (США), Джиант Маскот в Британской Колумбии (Канада), Ривака (Новая Зеландия), Агуабланка (Испания), пояс Ваммала (Финляндия) и Рона (Норвегия). Месторождения Ваммала, Рона и Агуабланка разрабатывались или отрабатываются, хотя это небольшие месторождения.

Континентальный рифтогенез благоприятен для формирования сульфидного ЭПГ-Cu-Ni оруденения (коматииты Австралии, Зимбабве и Канады, интрузивы Норильск-Талнах, Дулут, Маскок, Инсизва, Печенга, Войсис Бэй, Джинчуан), зачастую в сочетании с мантийными плюмами. Развитие мантийных плюмов приводило к высокой степени парциального плавления, так что рудные компоненты не оставались в мантии. В результате магма содержала достаточное количество ЭПГ, Ni и Cu для формирования руды. Рифт обеспечивал крупным объемам магмы достижение верхней части земной коры. Значительный объем магмы, насыщенный сульфидами, позволял формировать крупное рудное тело. На ранних стадиях рифтогенеза на периферии плюмов кора прогибалась, осадки заполняли рифт. Исходный расплав в гипабиссальных камерах активно взаимодействовал с породами фундамента, рыхлыми карбонатными и терригенными осадками. Избирательная контаминация без существенной валовой ассимиляции обогащала магму водой, щелочами, S, Cl, SiO₂ и органическим веществом, что определяло сложный состав магматического флюида. Контактное взаимодействие с вмещающей толщей играло решающую роль в локализации сульфидной медно-никелевой руды. Обогащенные Cl восстановленные флюиды экстрагировали, переносили и накапливали ЭПГ, Cu и другие компоненты, формируя малосульфидную ЭПГ минерализацию.

Изложенные материалы свидетельствуют, что можно говорить о целом Cu-Ni рудном узле в районе подготавливаемого к эксплуатации Холоднинского месторождения. Особый интерес представляют слабоизученные небольшие, в том числе дайкоподобные тела, сформированные в рифтогенной обстановке. Ранее они считались бесперспективными из-за небольшого объема интрузивных тел. Но сейчас показано, что зачастую богатые Cu-Ni руды формируют рудные тела в небольших интрузивах, подводящих каналах, вследствие перепадов скорости течения магмы и коровой контаминации. По отдельности эти объекты в настоящее время промышленного значения не представляют. Но расстояние между никеленосными интрузивами не превышает 30 км, за исключением Маринкинского массива. Поэтому Северо-Байкальская никеленосная провинция нуждается в комплексном геологическом доизучении.

Гидротермально-метасоматические проявления в связи с альпинотипными гипербазитами. С офиолитовыми комплексами Саяно-Байкальской горной области (в пределах территории Республики Бурятия) связаны многочисленные гидротермально-метасоматические сульфидные проявления, изучавшиеся геологами Иркутского и Бурятского геологических управлений в конце 1950-х – начале 1960-х гг. Информация о них не публиковалась в открытой печати. Проявления приурочены к контактам реститовых гипербазитов Восточно-Саянского пояса (Оспинско-Китойский, Хурай-Жалгинский, Дунжугурский и Тархойский массивы, Ильчирский покров), массива Гольцы (хребет Улан-Бургасы) с вмещающими породами [3].

В гидротермально-метасоматических сульфидных проявлениях преобладает рассеянная и прожилковая сульфидная минерализация. Сульфидные проявления приурочены, как правило, к приконтактовым частям тел серпентинитов, чаще всего, в зонах тектонических нарушений (меланжа). Эти проявления, в зависимости от вмещающего субстрата, можно условно подразделить на собственно серпентинитовые, лиственитовые и серпентинит-лиственитовые (метабазитовые). В рудах лиственитового типа преобладают Cu-содержащие минералы (борнит, халькопирит), тогда как в собственно серпентинитовых рудах преобладают минералы Ni и Co (миллерит, пентландит, зигенит). Характер оруденения и вещественный состав руд свидетельствует о его гидротермально-метасоматическом происхождении.

Прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация (3-5 об.%) приурочена к наиболее поздним и высокотемпературным антигоритовым и серпофит-антигоритовым серпентинитам. Однако, несмотря на присутствие сульфидной Ni-Co-минерализации, содержания этих элементов в сульфидизированных серпентинитах близки к кларку ультраосновных пород, следовательно, формирование сульфидных руд происходит при перераспределении рудных компонентов, содержащихся в первичных ультраосновных породах и ранних серпентинитах. Очевидно, постмагматические растворы, проникая по системе трещиноватости, ассимилировали силикатный Ni, который позднее отлагался в сульфидной форме.

Формирование лиственитов связано с более поздними процессами метасоматического изменения серпентинитов при воздействии углекислых растворов повышенной щелочности. Вопрос об источнике лиственитизирующих растворов остается предметом дискуссии. Одни исследователи связывают их возникновение с воздействием интрузий кислого и основного

состава (в том числе и не вскрытых на современном эрозионном срезе), другие – с влиянием вулcano-гидротермальных систем, третьи – с появлением метаморфогенных вод. Поскольку в участках развития проявлений этого типа оруденения, как правило, располагаются штоки гранитоидов, то наиболее предпочтительным, по нашему мнению, является первый вариант. CO₂ растворов взаимодействовала с Mg вмещающих серпентинитов, в результате чего в одних случаях образовывались устойчивые карбонаты, а в других случаях - офит и хризотил-асбест. В дальнейшем, по мере снижения температуры и давления, из растворов осаждались гидротермальные миллерит и пирротин. Это подтверждаются наблюдениями прожилковидных агрегатов миллерита, встречающихся как в зальбандах, так и центральных частях кальцитовых прожилков в серпентинитах. Источником благородных металлов и рудных компонентов (Cu, Pb, Zn) в лиственитах являются, по-видимому, базит-гипербазиты офиолитовой ассоциации, о чем свидетельствует минеральный состав руд. Повышенные содержания таких некогерентных элементов, как Pb, Zn, Au, Ag, характерны для ультраосновных пород, сформированных в условиях задуговой зоны спрединга, где эти компоненты поступают как из мантии, так и из погружающейся плиты.

Также очевиден гидротермальный генезис миллерит-магнетитовых зон, приуроченных к телу кварцево-карбонатных лиственитов (участок Верхне-Саган-Сайрский). Рудоносными гидротермами стали последние выжимки листенитизирующих растворов. Ni, вероятно, был привнесен из серпентинитов, в которых располагались зоны вкрапленных пирротитовых руд. В результате неоднократных тектонических подвижек в зальбандах тел кварцево-карбонатных лиственитов сформировались зоны миллерит-магнетитового состава.

Выявленные в конце 1950-х – начале 1960-х годов проявления незначительны по ресурсам, но кучно сосредоточены в небольших по площади рудных узлах: Оспинский площадью 300 км², Дунжугурский – 84 км², Тархойский – 65 км², Гольцы – 3,5 км².

Запасы рассеянной минерализации могут быть крупными, ибо она образует мощные зоны большой протяженности в гипербазитовых массивах, но содержание Ni редко превышает 0,25%. В пределах лиственитовых полей, в участках выклинивания гипербазитовых массивов со сравнительно пологими контактами, можно встретить небольшие проявления с богатым (1,9-2,0%) содержаниями Ni, но их ресурсы невелики. При этом можно заметить, что лишь единичные проявления оценивались на благородные металлы, наличие которых установлено нашими исследованиями. Очевидно, необходимо переоценить многочисленные мелкие проявления, «нанизанные» на контакты гипербазитовых тел, объединив их в более крупные рудные участки.

При залегании рудных тел комплексного состава на небольших глубинах вполне возможна их рентабельная отработка. Районы расположения проявлений примыкают к золоторудным месторождениям, вовлеченным в эксплуатацию или подготавливающимся к ней, что в корне улучшает экономико-географическую ситуацию по сравнению с периодом 50-летней давности.

Таким образом, необходима переоценка проявлений на современном уровне, как с точки зрения содержания попутных компонентов, так и с точки зрения оценки на глубину, объединения близрасположенных проявлений. Это может дать возможность выявления не только мелких, но и средних по масштабам рудных объектов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, грант № 10-05-00012.

1. **Кислов Е.В.** Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1998. 264 с.
2. **Кислов Е.В.** Авкитское медно-никелевое проявление в поле Холоднинского свинцово-цинкового месторождения и его аналоги // Анализ состояния и развития Байкальской природной территории: минерально-сырьевой комплекс. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2006. С. 24-27.
3. **Кислов Е.В., Дамдинов Б.Б.** Гидротермально-метасоматические сульфидные проявления, связанные с офиолитовыми гипербазитами Саяно-Байкальской горной области // Литосфера, в печати.
4. **Конников Э.Г., Цыганков А.А., Орсов Д.А.** Чайское медно-никелевое месторождение // Месторождения Забайкалья. М.: Геоинформмарк, 1995. т. I, кн. 1. С. 78-84.
5. **Цыганков А.А.** Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 306 с.
6. **Kislov E.V., Malyshev A.V., Orsoev D.A.** Marinkin massif – platinum metals-nickel-copper locality at Middle Vitim mountain region, East Siberia // *Northwestern Geology*. 2009. v. 42, Sup. P. 185-188.

ПРОВЕДЕНИЕ ИСПЫТАНИЙ ПРЕДВАРИТЕЛЬНОГО ОБОГАЩЕНИЯ ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩИХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ «КОНЕВИНСКОЕ» ФОТОМЕТРИЧЕСКИМ МЕТОДОМ СЕПАРАЦИИ НА ПРОМЫШЛЕННЫХ СЕПАРАТОРАХ COMMODAS

А.С. Кобзев¹, А.М. Ольховский¹, Е.А. Банщикова¹, А.Н. Шилкин², Г.Ф. Толмачев³

¹ООО «Научно-производственное предприятие «ГеоТестСервис», Москва,
info@geo-test.ru

²ООО «Хужир Энтерпрайз», Улан-Удэ, shilkinmail@hooszhir.ru

³ЗАО «Горная компания «Вертекс», Москва

До настоящего времени основой сырьевой базы отечественной золотодобывающей отрасли являлись россыпные месторождения. Однако интенсивная разработка привела их к неминуемому истощению и, как следствие, к снижению доли золота, добываемого из россыпных месторождений, к общей массе добываемого металла. Так, если за период с 1970 г. по 1997 г. соотношение добычи золота из россыпных и коренных месторождений находилось в пределах 3:1 – 2:1, то в 2002 г. эти показатели сравнялись, и, согласно прогнозам развития золотодобывающей промышленности в РФ к 2012 г., доля добычи из коренных руд составит 70%.

Решением данной проблемы является внедрение цикла предварительного обогащения, что позволяет до стадии измельчения удалить отвальные хвосты, что, в свою очередь, сокращает затраты на эксплуатационные расходы (электроэнергия, реагенты, расходные материалы дробильно-измельчительного оборудования), объем капитального строительства (обогащительная фабрика, хвостохранилище). Перспективным направлением предварительного обогащения золотосодержащих руд является применение фотометрического метода сепарации.

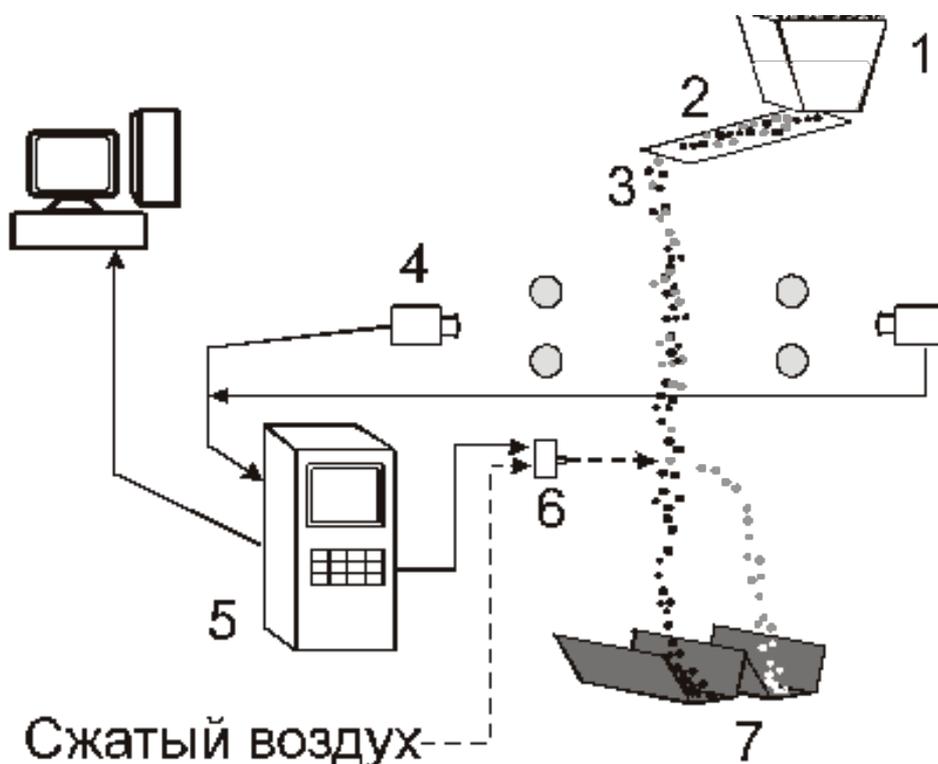


Рис. 1. Принципиальная схема фотометрического сепаратора CommoDas&UltraSort

Аппаратурное исполнение данного метода позволяет перерабатывать руду с высокой производительностью при широком диапазоне крупности материала от 300 до 1 мм с сепарацией классов круп-

ности с модулем грохочения 2-2,5. Измерение цветовых характеристик разделяемых объектов в сепараторах осуществляется двумя цифровыми строчными широкополосными камерами, расположенными друг напротив друга под некоторым углом, что позволяет охватить около 75% поверхности куска. Критерием распознавания материала служат характеристики на основе цветовой модели YUV, которая описывает качество светового потока тремя компонентами: яркость (Y) и две цветоразностных (U и V). Данная цветовая модель позволяет распознавать 67 млн. оттенков.

Работа сепараторов происходит по следующему алгоритму (рис. 1): сепарируемый материал 1 в монослое, который формируется на вибропитателе 2, поступает в рабочую зону машины 3, где засвечивается с двух сторон восемью (по четыре с каждой стороны) люминесцентными лампами, так же как и видеокамеры 4, расположенных друг против друга; в рабочей зоне осуществляется сканирование куска, после чего происходит моментальная обработка цвета по оригинальному алгоритму, анализ площади цвета соответствующего признаку разделения по отношению к площади всего куска и классификация куска как концентрат/хвосты. При исследовании обогатимости определяются цветностные характеристики (классифицированные цвета) выделяемых минеральных разностей, которые заносились в программу ЭВМ сепаратора 5 с помощью внешней ЭВМ 6. При сравнении результатов сигналов куска полученных с двух камер, достаточно, чтобы хотя бы один из них удовлетворял заданным требованиям. Куски, подлежащие выделению, координируются в пространстве, подается команда на открытие именно тех воздушных клапанов 6, мимо которых они пролетают. Всего, в зависимости от модели сепаратора установлено от 256 до 124 клапанов в ряд. Так как оценивается не только цветовая, но и геометрическая характеристика куска (его размер), включается необходимое количество воздушных клапанов на необходимый промежуток времени. Это позволяет достигнуть высокой эффективности отсечки. Разделенный материал поступает в приемные бункеры 7.

Целью технологических испытаний, проведенных ООО «НПП GeoТестСервис» по заказу ООО «Хужир интерпрайз», являлось определение возможности предварительного обогащения золотосодержащих руд месторождения «Коневинское» методом фотометрической сепарации с получением отвалных хвостов с содержанием золота менее 0,34 г/т. Исследования проводились на базе ООО «НПП «GeoТестСервис», где находится промышленная установка для фотометрического обогащения компании Commdas&UltraSort.



Рис. 2 Распределение золота по минералогическим фракциям. Слева - характеристика распределения золота в жильном кварце (наиболее продуктивная фракция); справа - в березитах (промпродукты); снизу - в гранодиоритах (хвостовой продукт).

Для достижения поставленной цели решались следующие задачи: фракционирование руды по минералогическим разностям, отбор представительных выборок, оценка контрастности исследуемой руды, разработка разделительного признака, оценка показателя признака разделения и эффективности признака разделения, а также проведение тестовых испытаний на классах крупности минус 80+40 и минус 40+20 мм на промышленном сепараторе фирмы CommoDas Secondary Optical CDF 1202.

Руда данного месторождения представлена первичными малосульфидными (пиритовыми) прожилково-вкрапленными рудами с самородным золотом. Генетически материал пробы относится к минерализованным березитам, что характерно для месторождений золото-полисульфидно-кварцевого типа.

В ходе разделения руды на минералогические разности было выделено 3 фракции условно названные как: жильный кварц, березиты и гранодиориты.

Для оценки контрастности и обогатимости руды были отобраны выборки общим количеством 150 кусков. В результате оценки контрастности руды по содержанию золота и серебра было установлено, что руда высококонтрастна по Au ($M=1,7$) и контрастна по Ag ($M=0,87$). При разделении материала по содержанию Au в кусках теоретически возможно удаление 86-90% отвальных хвостов при потерях с ними не более 6% Au.

Сопоставление содержаний золота в кусках с минералогическим фракционированием показало, что жильный кварц является наиболее продуктивным по золоту с вариацией содержаний от 0,01 г/т до 105 г/т при среднем содержании около 40,0 г/т. Гранодиориты являются отвальным продуктом со средним содержанием Au менее 0,09 г/т. Березиты являются промежуточным продуктом со средним содержанием золота 0,7 г/т. На рис. 2 приведены распределения содержаний золота в кусках по минералогическим фракциям.

В ходе работ по оценке обогатимости был разработан признак разделения, который условно можно назвать как «серый». Большие значения «серого» соответствуют гранодиоритам. Показатели признака разделения ($\Pi=1,50$) и эффективности признака разделения ($\Xi=0,9$) свидетельствует, что разработанный признак разделения характеризуется высокой эффективностью, а руда месторождения «Коневинское» хорошообогатима фотометрическим методом сепарации.

На основании разработанного разделительного признака была проведена сепарация класса крупности минус 40+20 мм, при этом было предложено 2 граничных значения признака разделения. Таким образом, в первой операции был выделен концентрат (при количестве «серого» на поверхности куска менее 15%), во второй оставшийся продукт разделялся на промпродукт (количество серого от 15 до 35%) и отвальные хвосты. Результаты сепарации приведены в табл.1.

Табл. 1

Результаты сепарации класса крупности минус 40+20 мм руды месторождения «Коневинское» на промышленном сепараторе CommoDas Secondary Optical CDF 1202

Продукт сепарации	Выход от класса, %	Содержание Au, г/т	Извлечение Au, %
Концентрат	28,50	19,86	88,1
Промпродукт	23,41	2,64	9,7
Хвосты	48,09	0,29	2,2
Исходный класс	100,00	6,42	100,0
Концентрат + промпродукт	51,91	12,09	97,8

В результате технологических исследований было установлено, что применение фотометрической сепарации позволяет удалить из материала со средним содержанием золота 6,42 г/т отвальные хвосты с содержанием золота менее 0,3 г/т при их выходе 48% от класса крупности. Необходимо отметить, что потери серебра с хвостами составляют менее 10,0%.

В ходе ранее проведенных в ФГУП ЦНИГРИ исследований по «глубокой» переработке руды данного месторождения извлечение при применении гравитационно-флотационной схемы с последующим сорбционным цианированием полученного концентрата составило 93,36% для золота и 68,2% для серебра.

Резюмируя все вышесказанное, отметим, что применение фотометрической сепарации позволит существенно сократить объем материала, поступающего на обогатительную фабрику, при минимальных потерях полезного и попутного компонентов. Потери полезного компонента при применении предварительного обогащения составят меньше потерь стадии «глубокой» переработки.

На основании данной работы было предложено провести полупромышленные испытания с разделением оптимальных классов крупности направляемых на предварительное обогащение, разработкой схемы обогащения и уточнения режимов сепарации.

МАГНИТО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЕРТОВО КОРЫТО (ПАТОМСКОЕ НАГОРЬЕ, РОССИЯ)

Ю.В. Колмаков, С.В. Соколов, Е.В. Гусев

Томский политехнический университет, Томск, kolmakovyv@tpu.ru

Месторождение Чертово Корыто принадлежит Тонодскому рудно-россыпному району, расположенному на севере Патомского нагорья. Оно развивалось среди палеопротерозойских слабометаморфизованных терригенно-осадочных отложений михайловской свиты. Литологические разновидности пород представлены метапесчаниками и метапелитами. Последние занимают не более 6-7% от их общего объема. Толща мощностью до 1.2 км смята в пологую, с падением крыльев до 10-200, синклиналь широтного простирания, сохранившуюся от эрозии в призмковой части. Замыкание крыльев наблюдается в юго-восточной части месторождения [1]. Рудовмещающая структура интенсивно дислоцирована, объединяет в себе множество пологих разрывов, межслоевых швов и участков расланцевания и погружается под углами до 200 в запад-юго-западном направлении. Наряду с субгоризонтальными элементами пликвативной и дизъюнктивной тектоники в меньшей мере проявлены системы трещиноватости, падающие в том же направлении, что и вся структура, но под более крутыми (до 40°) углами. В высокопроницаемом блоке горных пород широко развиты продукты метасоматизма, представленные зонами углеродизации, серицитизации, хлоритизации и карбонатизации.

Золото-сульфидно-кварцевая жильно-прожилково-вкрапленная минерализация образована в складчато-разломной зоне в пределах метасоматического ореола. Среди сульфидов главными являются пирит, арсенопирит и магнитный пирротин. Сульфидная минерализация проявлялась неоднократно, в несколько этапов. Ее распространенность захватывает большие объемы пород в сравнении с контурами рудного тела. Резко анизотропный характер проницаемости толщи осадочно-метаморфизованных пород полностью предопределил морфологию сульфидных выделений. Наиболее широко развиты рассеянные вкрапленники и прожилки сульфидов, связанные с субгоризонтальными плоскостями расланцевания и трещинами. Подчиненное распространение получили прожилки, выполняющие системы крутопадающих трещин. Следует отметить, что и месторождению Сухой Лог свойственно аналогичное соотношение пологих и крутопадающих систем минерализации. При этом с первыми связывают главные этапы рудообразования, а вторым отводится роль дополнительного концентрирования продуктивной минерализации [2].

В результате минералогических исследований установлено, что единственным носителем магнетизма на месторождении является пирротин – один из главных рудных минералов. Магнитное тело представляет собой совокупность пирротинизированных пород, его можно аппроксимировать наклонным пластом со средним углом погружения 13°. Золотая минерализация локализована в верхней – менее магнитной – части пласта. Максимальная магнитная восприимчивость свойственна породам, залегающим в подошве пласта (рис.). Такая вертикальная зональность в распределении магнитных образований проявлена во всем метасоматическом ореоле. В плане максимум пирротинизации достигается в центре минерализованной зоны при том, что промышленные руды развиты на ее северном фланге. Продуктивные участки полностью локализируются внутри зоны пирротиновой минерализации, но отчетливо обособляются от ее наиболее магнитных частей.

Кроме зонального распределения пирротина, на магнитную неоднородность месторождения значительное влияние оказывает текстурная магнитная анизотропия. Доминирующие на месторождении рассеянные вкрапленники зерен и прожилки сульфидов (в том числе и пирротина), приуроченные к пологим поверхностям расланцевания, обусловили преимущественно субгоризонтальное (с север-северо-западным склонением) намагничение минерализованной зоны и ее отображение в дипольной магнитной аномалии [3]. Интенсивность аномальных эффектов и в положительной, и в отрицательной части диполя обусловлена распределением пирротина и нарастает с увеличением его содержания. Минерализация в системах крутопадающих трещин намагничена по падению.

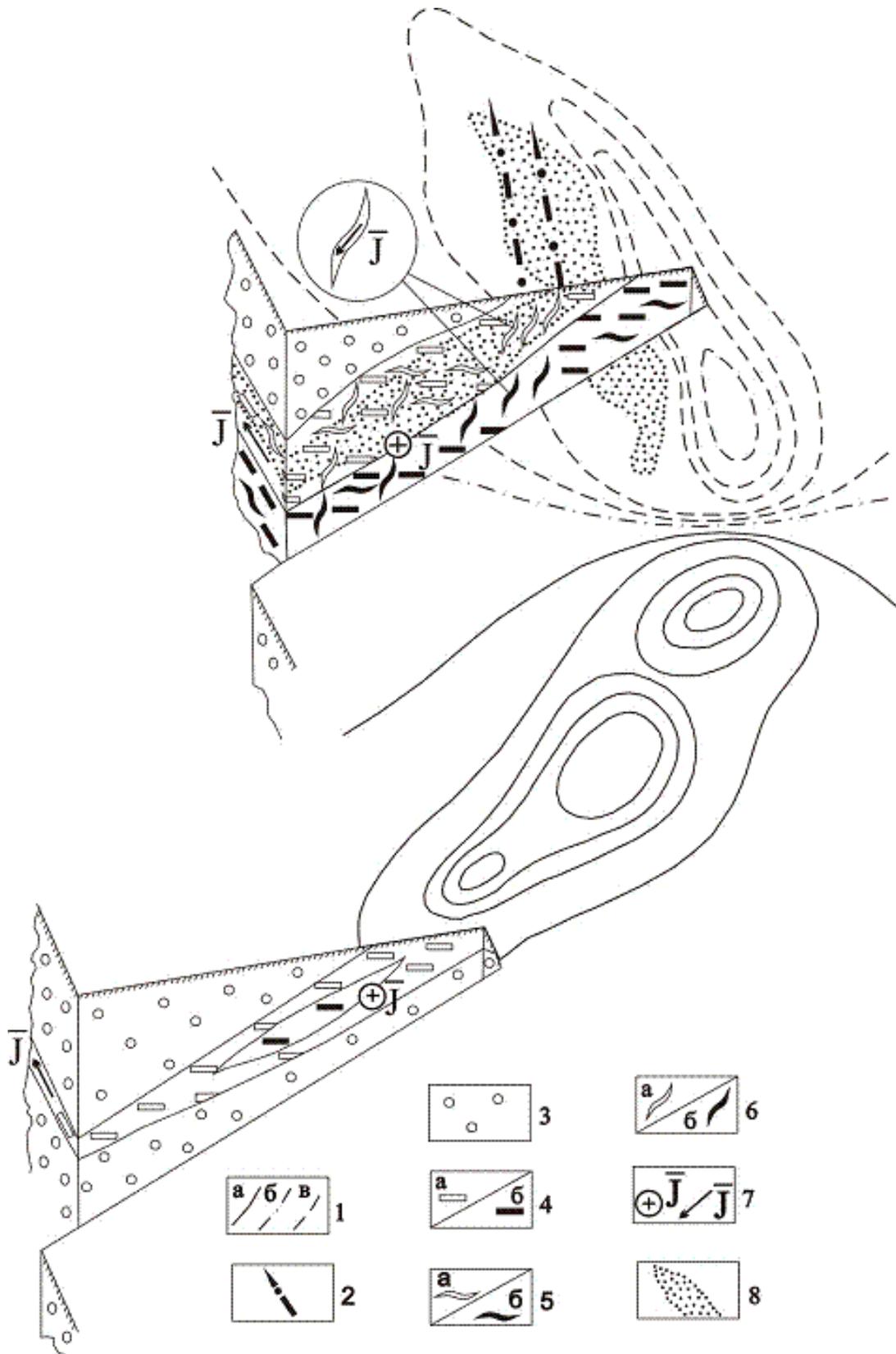


Рис. Магнито-геологическая модель месторождения Чертово Корыто.

1 - изолинии магнитного поля: а - положительные, б - нулевые, в - отрицательные; 2 - оси линейных локальных аномалий ΔZ ; 3-6 - морфологические типы эпигенетической сульфидной минерализации и магнитная восприимчивость (10^{-5} ед. СИ) пород михайловской свиты: 3 - неизмененные и слабоминерализованные, <50 ; 4 - рассеянные вкрапленники по плоскостям сланцеватости; 5-6 - полихронные микропрожилки и прожилки в сланцах и кварцевых жилах: 5 - субгоризонтальные, 6 - с углами падения до 40° , для всех случаев 4-6 - магнитная восприимчивость пород: а) 50-300, б) >300 ; 7 - намагниченность пород минерализованной зоны и ее направление; 8 - рудное тело.

Таким образом, минерализация главного этапа рудообразования проявляется в крупной дипольной аномалии, а продукты заключительного этапа регенерации полезного компонента отображаются в линейных локальных аномалиях ΔZ .

1. Гаврилов Р.Ю., Кучеренко И.В., Мартыненко В.Г., Верховин А.В., Мартынова Т.Е. Объемная геолого-геохимическая модель мезотермального золоторудного месторождения Чертово Корыто (Патомское нагорье) // Известия Томского политехнического университета. 2009. Т. 315, № 1. С. 30-43.

2. Фомичев В.И. Особенности строения и локализации оруденения золото-платинового гиганта Сухой Лог с позиции тектонофациального анализа // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2006. № 4. С. 126-136.

3. Колмаков Ю.В., Соколов С.В., Гусев Е.В. Геодинамические условия образования месторождений золота в Патомском нагорье, Восточная Сибирь: фактор их проявления в аномалиях магнитного поля // Отечественная геология. 2010. № 4. С. 8-14.

СИЛИКАТНЫЕ ПЕСКИ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА: ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ИХ ПРОГНОЗНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В.Л. Коломиец

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

Оценка пригодности песчаных отложений для производства силикатных изделий автоклавного твердения определяется ОСТом 21-1-80, согласно которому пески, пригодные для выработки силикатного кирпича, на поисковом этапе должны соответствовать следующим условиям (в %): 1) фракция 10-5 – <10; 2) фракция <0,14 (A_0) – <70; 3) фракция <0,05 (алевритовые и глинистые частицы) – <20; 4) модуль крупности (M_k) – не нормируется. На стадии детальной разведки устанавливается химический состав силикатных песков – содержание SiO_2 , Na_2O+K_2O (в пересчете на Na_2O), сернистых и сернокислых соединений (в пересчете на SO_3) и слюды (в %): 1) SiO_2 – >50; 2) Na_2O+K_2O – <7,2; 3) SO_3 – <2,0; 4) слюды – <0,5.

Начальным условием, или первым, литологическим критерием повсеместной разведки верхнего яруса кайнозойских осадков в Байкальских рифтовых впадинах (Верхнеангарская, Муйско-Куандинская, Баргузинская, Нижнетуркинская, Налимовская, Котокельская, Усть-Селенгинская, Тункинская) на площади, соответствующие ОСТу, являются структурные особенности отложений. Теоретически этим требованиям удовлетворяет та часть спектра обломочных пород, к которой относятся все разности песчаных частиц – от грубозернистых до тонкозернистых, а также пограничные им области гравия и алеврита в виде примесей и включений. Следовательно, вторым, генетическим критерием поиска перспективных участков на силикатные пески является выделение таких генотипов континентальных осадочных образований, для которых наиболее характерны размерности частиц от 10 до 0,01-0,001 мм. Этому размерному диапазону соответствуют следующие генетические типы: аллювий, пролювий, лимний, эоловые, флювио- и лимногляциальные осадки.

Перечисленный комплекс, особенно отложения флювиальной и лимнической групп аквального парагенетического ряда, занимает господствующее положение в данном регионе на протяжении всего четвертичного периода. Поэтому, перспективы выделения ареалов, сложенных пригодными для производства силикатных изделий осадками, чрезвычайно велики. Анализ всей толщи плейстоценовых осадков в рифтовых депрессиях на пригодность изготовления силикатных изделий позволяет выделить определенные закономерности в их размещении.

Аллювиальные и лимнические отложения. Слагающие террасовый комплекс данные генотипы межгорных впадин Байкальского рифта (наличие не менее 7 аккумулятивных и эрозионно-аккумулятивных уровней в каждой из них) являются главным источником силикатных песков и контролируют подавляющее большинство известных месторождений.

Отложения низкой и высокой пойм рек, дренирующих днища впадин, пригодны выборочно. Процент пригодности проб (ППП) к общему числу анализируемых проб составляет от 37,9 для Верхнеангарской впадины до 66,7 для Баргузинской впадины (табл.). В этом случае ключевая роль в оценке пригодности принадлежит третьему, фациальному критерию поиска перспективных площадей. В фациальном отношении наибольший интерес представляет группа пойменных фаций, фация прирусловой отмели, фации береговых и прибрежных отложений озерной группы. Практи-

чески не пригодны пристрежневая фация в виду высокого содержания грубообломочных разностей >10 мм и группа старичных фаций и отложений вторичных водоемов пойм по причине завышенного насыщения алевритовыми и глинистыми частицами. К последним уместна оговорка: отдельные пробы из таких фаций пригодны в качестве силикатных песков, что объясняется изменчивостью динамического режима потоков, в площадном плане они заслуживают отрицательной оценки.

Пески низких террас (I – III) пригодны выборочно, аргумент тот же – фациальные особенности. ППП выше как по впадинам, так и по террасам. ППП песков высоких террас (IV – VII) самый высокий и устойчивый, но максимальный рубеж пригодности по террасам не был достигнут. Причина – значительная переработка песков с поверхности эоловыми и склоновыми процессами до глубины в среднем 2-3 м, особенно VI и VII террас, и, как следствие, высокое процентное содержание в породе A_0 , (по некоторым пробам $A_0=100$). Пробы, отобранные в горных выработках с «чистых» горизонтов, полностью соответствуют ОСТу. Следует отметить и такую особенность, характерную для данных осадков, как повсеместное улучшение качества песков с глубиной.

Таблица.

Процент пригодности проб

Генотип	Впадины				
	Верхнеангарская	Муйская	Баргузинская	Тункинская	Ю.-В. берег Байкала ¹
Аллювий низкой поймы Q_4^2	41,5	не приг.	-	-	-
Аллювий высокой поймы Q_4^1	37,9	62,0	66,7	50,0	-
Аллювий I надпойменной террасы (НТ) $Q_3^4-Q_4^1$	55,0	100,0	66,7	66,7	100,0
Аллювий II НТ Q_3^2	37,5	82,4	67,7	100,0	100,0
Аллювий III НТ Q_3^1	76,0	81,6	66,7	60,0	76,8
Озерно-аллювиальные отложения IV НТ Q_2^{3+4}	85,2	100,0	81,3	84,2	100,0
Аллювиально-озерные отложения V НТ Q_2^{1+2}	88,0	88,2	95,4	68,2	100,0
Аллювиально-озерные отложения VI НТ $Q_1^2-Q_2^1$	85,0	91,1	89,7	63,0	100,0
Аллювиально-озерные отложения VII НТ E- Q_1^1	83,0	89,6	87,9	65,0	100,0
Проллювиальные отложения Q_2-Q_4	36,2	49,6	37,5	48,9	-
Флювиогляциальные отложения Q_2-Q_3	39,4	8,3	-	53,4	-
Лимногляциальные отложения Q_2-Q_3	-	-	-	100,0	-
Эоловые отложения Q_2-Q_4	-	-	37,5	33,3	-

С этим комплексом связаны наиболее крупные по запасам месторождения: Конфликтное, Тукаланта, Левомуйское, Старый Витим, Бурдуковское, Перемышка в системе Муйских впадин; Право-Аргадинское, Улан-Бурга, Майское, Элсун, Гусиха-2 в Баргузинской впадине²; Бадар, Торы в Тункинской впадине; Турка, Саяпиха-1, Саяпиха-2, Котокель, Шергинское на юго-восточном побережье оз. Байкал.

Месторождение Конфликтное расположено в 4 км восточнее 710 км БАМа в месте слияния рек Муякан и Муя (Среднемуйская депрессия). Сложено лимно-аллювиальными и аллювиальными мелко-среднезернистыми, кварц-полевошпатовыми песками средне-верхнечетвертичного возраста (VI-V, III-II НТ). Вредные примеси не обнаружены. Площадь распространения полезного компонента составляет 5 км² при вскрыше до 0,5 м и глубиной отработки 5-10 м (прогнозные запасы – 50 млн. м³). Пески находятся в сыпучемерзлом состоянии, что позволяет проводить круглогодичную механизированную отработку карьерным способом.

¹ В колонке «Ю.-В. берег Байкала» объединены проценты пригодности проб для Нижнетуркинской, Налимовской, Котокельской и Усть-Селенгинской межгорных впадин. Прочерк – отсутствие генотипа или гранулометрических расщепов по нему.

² Описания месторождений из Баргузинской впадины – см. материалы докладов в этом сборнике.

Месторождение Тукалакты распространено на правом берегу Муи в нижнем течении р. Большая Тукалакты (Среднемуйская впадина) рядом с трассой БАМа. Продуктивная толща представлена разновозрастными кварц-полевошпатовыми среднезернистыми песками VII-III НТ. Полезная площадь составляет 33 км² при вскрыше до 0,5 м и глубине отработки в 20 м. Прогнозные запасы – 620 млн. м³. Условия отработки благоприятные. Данное месторождение по «Инструкции применения классификации запасов и месторождениям песка и гравия в Госкомитете по запасам России» относится к 1-ой группе, характеризующейся значительными запасами, выдержанным составом, мощностью и простым строением полезной толщи.

Месторождение Левомуйское находится в окрестностях п. Усть-Муя (Муйско-Куандинская депрессия), сложено кварц-полевошпатовыми средне-мелкозернистыми песками речного и озерно-речного генезиса средне-верхнечетвертичного возраста (V-II НТ), по химсоставу не содержит вредных примесей. Перспективная площадь – 11 км², вскрыша до 1 м, глубина разработки – 20 м, прогнозные запасы – 209 млн. м³. Пески находятся в состоянии «сухой мерзлоты».

Месторождение Старый Витим обнаружено на левобережье протоки Старый Витим (Муйско-Куандинская котловина). Продуктивная толща представлена кварц-полевошпатовыми средне- и средне-мелкозернистыми песками ниже-среднечетвертичного возраста (VI-IV НТ). Занимает территорию в 4 км², вскрыша – 0,5-1,0 м, глубина отработки – до 30 м, запасы – 77 млн. м³. Перспективная площадь может быть расширена (до 35 км²) за счет распространения подобного комплекса отложений по периферии и на правобережье р. Мудирикан.

Месторождение Бурдуковское выявлено в нижнем течении р. Мудирикан на песчаном террасовом валу (VII-IV) рядом с трассой БАМа в Муйско-Куандинской впадине. Сложено кварц-полевошпатовыми мелко-среднезернистыми песками без вредных примесей. Условия отработки неблагоприятные, характерна невыдержанность состава и мощности полезной залежи. Площадь – 35 км², вскрыша – 1,0 м, мощность продуктивной толщи – 20 м, прогнозные запасы – 150 млн. м³.

Месторождение Перемычка распространено в западном борту Среднемуйской впадины в 1 км севернее 708 км БАМа. Сложено мелко-среднезернистыми, кварц-полевошпатовыми песками верхне-четвертичного возраста (II НТ). Занимаемая территория – 0,3 км², вскрыша – 0,5 м, глубина отработки – 10 м, запасы – 3 млн. м³, инженерно-геологические условия – благоприятные.

Месторождение Бадар находится в центральной части Тункинской котловины, сложено полевошпатово-кварцевыми с темноцветами и слюдой тонко-мелкозернистыми песками комплексного аллювиально-лимнического генезиса ниже-среднечетвертичного возраста (VI НТ), занимает территорию в 40 км². Мощность – от 3,0 до 3,5 м, запасы 128 млн. м³.

Месторождение Торы выявлено в восточной части Тункинской впадины, представлено полевошпатово-кварцевыми тонко- и мелкозернистыми ниже-среднечетвертичными песками озерно-речного происхождения (VI-IV НТ). Площадь – 30 км², глубина отработки – до 2,5 м при вскрыше 0,5 м, полезный объем 75 млн. м³.

Месторождение Турка открыто на левом берегу р. Турки (Нижнетуркинская впадина) и приурочено к плейстоценовому террасовому комплексу (VI-I). В его строении принимают участие мелко-среднезернистые полевошпатово-кварцевые с примесями слюд и темноцветов пески, территория распространения которых составляет 14,5 км², при средней мощности продуктивных горизонтов 4 м и вскрыше 1,2 м и запасах в 40 млн. м³. Инженерно-геологические условия отработки самые благоприятные.

Месторождение Саяпиха-1 расположено в нижнем течении р. Налимовка на юго-восточном побережье оз. Байкал, соотносится с V-III НТ, сложенными кварцевыми среднезернистыми лимническими песками. Ареал распространения полезного компонента 6,5 км², глубина залегания – от 0,9 до 3,3 м, резерв – 15,6 млн. м³.

Месторождение Саяпиха-2 обнаружено в среднем течении р. Налимовка и охватывает отдельные участки VI-V НТ. Пески – мелко-среднезернистые полевошпатово-кварцевые с добавками темноцветов, слюд и обломков пород озерно-речного происхождения, залегают на площади 2,8 км², мощность 1,8 м, вскрыша 1,6 м, объем – 7,8 млн. м³.

Месторождение Котокель (18 км²) находится в южной оконечности оз. Котокель в одноименной котловине на юго-восточном берегу Байкала. Сложено кварц-полевошпатовыми с примесью слюды и темноцветов тонко-мелкозернистыми песками террасового плейстоценового комплекса (VII-VI, IV-III). Глубина отработки до 3,3 м, вскрыша 1,2 м, запасы 38 млн. м³.

Месторождение Шергинское выявлено на правобережье р. Селенги севернее с. Шергино в центральной части Усть-Селенгинской впадины, включает в себя полевошпатово-кварцевые тонко-мелкозернистые пески IV и V НТ. Территория – 16 км², мощность продуктивной толщи 2,8 м, полезная залежь 45 млн. м³.

Напротив, для других генотипов, в частности **пролювиальных отложений** ППП не высокий. Избирательно годны в пределах периферийных фаций предгорных шлейфов и конусов выноса. Силикатные пески широкого распространения не имеют, залегают в виде фрагментарных участков вдоль горного

обрамления впадин. Проявления характеризуются как мелкие, значение их может возрасти лишь в случае использования в сугубо местных потребностях с целью исключения затрат на транспортные перевозки.

Ледниковые отложения. Ввиду ограниченного развития отложений данного парагенетического ряда в рифтовых впадинах и подчиненной роли флювио- и лимногляциальных генотипов перспективы использования их не велики. В свою очередь пригодны выборочно, ППП колеблется в широких пределах – от 8,3 в системе Муйских впадин до 53,4 в Тункинской, что вызвано, скорее всего, недостаточным опробованием по отдельным впадинам. Исключения составляют озерно-ледниковые кварц-полевошпатовые песчаные осадки камовой морены в Хойтогольской котловине Тункинской впадины (проявление Нилова Пустынь: площадь 2,3 км², вскрытая мощность 3,5 м, объем полезного продукта 8 млн. м³), где ППП максимален – 100%. В целом, учитывая выше приведенные показатели, данный комплекс заслуживает по видимому отрицательной оценки.

Эоловые отложения. Высокое содержание A₀ разубоживает этот генотип. Несмотря на довольно значительное площадное развитие, в частности в Баргузинской впадине, эоловые осадки пригодны частично и выборочно. ППП ниже среднего. Использование возможно для местных потребностей в небольших объемах в целях экономии средств на перевозки.

Химический состав силикатных песков во всей массе за очень редким исключением (единичные пробы) соразмерен предельным значениям ОСТА и находится в норме. Те или другие колебания в химсоставе осадков в региональном, фашиально-генетическом и литолого-стратиграфическом плане, которые имеют место в изучаемом комплексе и вызваны разным минералого-петрологическим строением питающих провинций, не выходят за указанные границы.

Таким образом, можно констатировать, что для производства силикатных изделий автоклавного твердения самыми перспективными выступают речные и озерно-речные отложения. Они имеют наибольшее площадное распространение, для них характерна выдержанность строения, постоянство состава, большая мощность полезных горизонтов, крупные запасы, исчисляемые десятками и сотнями млн. м³. Это первоочередные объекты по разведанным, опробованным и прогнозным запасам нерудного сырья. Осадки пролювиального, ледникового и эолового генезиса являются второстепенными объектами. Не в пользу освоения данных генотипов свидетельствуют изменчивость состава, невыдержанность продуктивных залежей, частые «вредные» примеси. Однако они обладают определенным значением при совокупной разработке для получения различных видов строительного сырья. Назначение их неизменно возрастет для местных потребностей в небольших объемах требуемого компонента.

Несмотря на принадлежность исследуемой площади к бассейну оз. Байкал и обострение экологических проблем, отработка месторождений, в первую очередь террасового комплекса впадин, не повлечет за собой значительных ландшафтных изменений ввиду заложения выработок вдоль крутых уступов надпойменных уровней. Добыча может вестись круглогодично механизированным карьерным способом, что всецело удовлетворит запросы стройиндустрии данной территории. Неограниченные запасы, наличие разветвленной сети железных и автомобильных дорог позволит также производить вывоз нерудного сырья за пределы Байкальского региона.

ПРОМЫШЛЕННОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАРГУЗИНСКОЙ ВПАДИНЫ

В.Л. Коломиец

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

Баргузинская впадина относится к восточному флангу Байкальской рифтовой зоны и расположена между поднятиями Баргузинского и Икатского горных хребтов. Днище котловины состоит из наклонной предгорной пролювиальной равнины, развитой вдоль уступа Баргузинского хребта, аллювиального террасового комплекса р. Баргузин и подгорной полосы песчаных увалов (куйтунов) аллювиально-озерного генезиса по периметру юго-восточного Икатского склона, в средней, наиболее расширенной части депрессии. Такая литологическая мозаичность рыхлых отложений представляет важный практический интерес в качестве разнотипного сырья для строительной промышленности.

Песок для производства силикатных изделий. Пригодность отложений псаммитовой структуры для изготовления силикатной продукции автоклавного твердения определяется ОСТом 21-1-80. Исходя из требований отраслевого стандарта¹, поисковая стадия изысканий должна опираться на два

¹ Более подробно по требованиям к качеству силикатных песков – см. материалы докладов в этом сборнике.

критерия: 1) литологический – зерновой состав полезного компонента по размерности частиц от 10 до 0,01-0,001 мм и 2) генетический – те генотипы материковых осадочных образований (лимний, аллювий, пролювий, эоловые наносы), состоящие как раз из такой размерности.

В Баргузинской впадине отложения флювиальной и лимнической групп аквального парагенетического ряда получили очень широкое распространение, поэтому дальнейший прогноз на оконтуривание новых площадей силикатных песков имеет самые благоприятные возможности.

Речные и озерные отложения слагают террасовый и пойменный комплексы котловины, являются основным сосредоточением силикатных песков и доминируют в строении осадочных толщ многих подтвержденных и разведанных месторождений. Процент пригодности проб (ППП) к общему числу анализируемых проб для отложений низкой и высокой пойм рек Баргузинского водосбора в пределах днищ составляет 66,7, что, в свою очередь, обусловлено фациальными отличиями обстановок седиментогенеза. Следовательно, в этом случае, необходимо задействовать новый, фациальный критерий поиска перспективных площадей. По этому признаку нормам ОСТа соответствуют русловые нестрежневые и прирусловые фации речной, а также береговые и латеральные фации озерной макрофаций. Другие фациальные разновидности (перлювиальная, стрежневая из аллювиальной и приглубо-донная из лимнической групп фаций) мало пригодны: одни, вследствие существенного обогащения псефитами, другие – алевритами и пелитами.

Низкому террасовому комплексу (I – III), состоящему главным образом из осадков речного происхождения в большей степени обладающих фациальной изменчивостью, не свойственен весомый ППП – не выше 70%, напротив ППП песков из высоких террасовых уровней куйтунов (IV-VII) комплексного лимно-аллювиального генезиса более стабилен – от 80 до 95%. С этими образованиями связаны самые крупные по запасам известные месторождения: Улан-Бурга, Гусиха-2, Майское, Право-Аргадинское, Элэсун.

Месторождение Улан-Бурга находится на левобережье р. Баргузин юго-восточнее с. Курумкан. В его строении участвуют кварц-полевошпатовые алевритовые и тонко-мелкозернистые пески зоплейстоцен-среднечетвертичного возраста (VII-IV террасы). Требуемый компонент залегает на территории в 41 км², глубина – от 2 до 20 м, вскрыша – 1 м, прогнозные запасы 678 млн. м³, условия отработки позитивные. Это месторождение по «Инструкции применения классификации запасов и месторождениям песка и гравия в Госкомитете по запасам России» относится к 1-ой группе, которой соответствуют большие запасы, устойчивый состав и мощность, а также несложное строение осадочной толщи.

Месторождение Гусиха-2 расположено на междуречье Большой и Малой Гусих (левые притоки р. Баргузин). Полезная залежь состоит из кварц-полевошпатового разномелкозернистого песчаного материала плейстоценового возраста (VII-I террасы). Площадь – 10 км², вскрытая глубина отработки – 5 м, объем – 50 млн. м³.

Месторождение Майское выявлено на левобережье р. Баргузин между населенными пунктами Могойто и Майский. Состав осадков представлен кварц-полевошпатовыми с добавками темноцветов алевритистыми, мелко- и среднезернистыми песками, слагающими верхнечетвертичную III надпойменную террасу. Занимаемая площадь 4 км², мощность залежи до 10 м, вскрыша 1 м, ресурсы – 40 млн. м³.

Месторождение Право-Аргадинское расположено в нижнем течении р. Аргада юго-восточнее с. Курумкан. Толща сложена кварц-полевошпатовыми с примесью темноцветов алевритово-тонкозернистыми и мелкозернистыми песками ниже-среднеплейстоценового возраста (VI-IV террасы). Перспективный ареал – 6 км², мощность продуктивного горизонта – 3 м, запасы – 18 млн. м³. Вследствие завышенного содержания вредных примесей не рекомендуется для получения легких силикатных бетонов ячеистой структуры.

Месторождение Элэсун обнаружено на левом берегу р. Баргузин напротив с. Элэсун и контролируется кварц-полевошпатовыми с примесями темноцветов алевритовыми, а также тонко-мелкозернистыми песками I надпойменной террасы голоценового возраста. Продуктивный ареал – 4 км², мощность – в среднем 3 м, вскрыша 0,2-1,0 м, предполагаемые запасы не менее 12 млн. м³.

Проллювиальные отложения обладают не высоким ППП – фрагментарно соответствуют ОСТу в контурах периферийных фаций предгорных шлейфов и конусов выноса вдоль горного обрамления впадины. Высокое содержание A_0 не способствует и хорошей пригодности *эолового генотипа* (ППП ниже 40%), имеющего довольно значительное пространственное развитие по поверхностям террасового комплекса Верхнего, Нижнего и особенно Сувинского Куйтунов. Площади и запасы проявлений незначительны, роль их может повыситься лишь при использовании небольших объемов для чисто местных потребностей и исключения побочных транспортных затрат.

Песок для строительных работ. Пригодность песка для строительных работ определяется техническими условиями ГОСТа 8736-93. Основные требования предъявляются только к зерно-

вому составу: определенному процентному содержанию фракций и значению модуля крупности (M_k). Так, песок, используемый в строительных штукатурно-кладочных растворах, должен содержать в процентном содержании: 1) фракция >10 мм – $\leq 0,5$; 2) фракция 10-5 – ≤ 10 ; 3) фракция $<0,14$ (A_0) – ≤ 20 ; 4) глинистые частицы – $\leq 5-7$; 5) $M_k - \geq 1,0$.

Как видно из этих показателей, запросы по качеству строительного песка довольно жесткие, особенно это касается количества алевритово-глинистых частиц. Именно завышенное содержание A_0 в значительной степени обуславливает не очень высокий ППП и, соответственно, избирательность оценок при выборе перспективных площадей. Поэтому на поисковой стадии работ самый пристальный взгляд следует обратить не на генетические типы осадков в целом, как, например, с песками для производства силикатных изделий автоклавного твердения, а на фациальную изменчивость в пределах каждого генотипа, пригодного в своей массе для строительных работ.

Если для силикатных песков поисковые критерии можно представить в виде ряда «литология» – «генотип» – «группа фаций», где главная роль в оценке отводится выделению годных во всей совокупности генотипов, фациальная вариабельность которых с высокой степенью вероятности все равно не выйдет за рамки общей пригодности, то для строительных песков основная функция поискового ряда «литология» – «генотип» – «группа фаций» смещается в сторону последней составляющей.

Верхним размерным пределом частиц по ГОСТу является величина в 10 мм, поэтому перспективными могут считаться все генотипы осадочных образований, состоящие в основном из песков со строго зависимым содержанием пограничных литологических разностей. Такими базовыми генотипами для Баргузинской впадины являются аллювиальные, пролювиальные и лимнические отложения аквального парагенетического ряда континентальных образований.

Аллювиальные и лимнические отложения занимают главенствующее положение в разведанных и опосредованных месторождениях строительного песка данной территории. Перспективы обнаружения новых объектов самые благоприятные. Ведущим условием прогнозных оценок является выделение среди всего разнообразия аллювиального и озерного комплекса тех фациальных групп и отдельных фаций внутри групп, гидродинамический режим накопления которых дает материал, удовлетворяющий запросы ГОСТа. Наибольший интерес могут представлять группы русловых и пойменных фаций, а именно: фация прирусловой отмели, фация перекатов, фация прирусловых валов, фация пойменных русел, группа фаций смешанного озерно-речного генезиса для высоких террас и фации береговых и прибрежных отложений озерной группы. Не перспективными являются пристрежневая фация (высокое содержание фракций >10 мм), фация внутренней зоны поймы, фация вторичных водоемов пойм, группа фаций старичного аллювия и фации внутренних частей озер (завышенное количество A_0).

Высокий потенциал годности присущ террасовому (I-VII) комплексу. К разновозрастным осадкам его относятся месторождения строительного песка: Улан-Бурга (площадь – 3 км², мощность полезной залежи – 10-15 м, запасы – 41,7 млн. м³), Право-Аргадинское (3 км², 2 м, 6 млн. м³), Гарга, Куллук, Сеюйское.

Месторождение Гарга расположено на левом и правом берегах р. Гарга – левого притока р. Баргузин в 37 км восточнее с. Курумкан. Сложено плейстоцен-голоценовыми разнозернистыми кварц-полевошпатовыми песками, ареал распространения – 0,5 км², вскрытая мощность 1 м, запасы 0,5 млн. м³.

Месторождение Куллук находится на левобережье Баргузина, представлено верхнеплейстоценовыми – голоценовыми разнозернистыми и гравелистыми кварц-полевошпатовыми песками мощностью в 1,5 м на территории 0,5 км², запасы 0,75 млн. м³.

Месторождение Сеюйское выявлено в северо-восточном замыкании Баргузинской котловины на левом берегу р. Сея, разнозернистые полевошпатово-кварцевые пески I террасы, площадь 5 км², мощность 2 м, запасы 10 млн. м³.

Для *пролювиальных отложений* пригодными являются фации периферийной зоны предгорных шлейфов и конусов выноса, сложенные разнозернистым песком с небольшим количеством обломков. Значение этого генотипа, как и *эоловых отложений*, не пригодных в естественном состоянии, возрастет при фракционировании с получением песка-отсева.

Пески и песчано-гравийные смеси как заполнители в бетоны. Годность песков и песчано-гравийных смесей для тяжелых бетонов диагностируется техническими требованиями к заполнителям ГОСТа 12730-0-78 (1994). Заполнители подразделяют на крупные – гравийно-галечные отложения и мелкие – средне-грубозернистые пески с гравием. В поисковом плане основные положения сводятся к выделению довольно высоких динамических обстановок живой среды седиментации, способствующих накоплению рассматриваемых осадков. Такое состояние дел требует более сосредоточенного внимания к фациальному анализу четвертичных толщ и последующему обособлению конкретных микрофаций внутри фациальных групп генотипов, удовлет-

воряющих потребности Госстандарта. Поисковый ряд критериев приобретает при этом следующий вид: «литология» – «генотип» – «группа фаций» – «фация».

Крупные заполнители. По ГОСТу, в качестве крупного заполнителя применяются как природные компоненты в виде окатанных и неокатанных разностей размером от 3 до 150 мм, так и материал, получаемый при дроблении. Заведомо обнаружить крупные заполнители во впадине можно в водном (аллювий, пролювий) парагенетическом ряду.

Аллювиальные отложения. В фациальном отношении максимальный интерес представляет перлювиальная и пристрежневая фации русловой группы, а также единичные маломощные гравийно-галечные толщи фации прирусловой отмели. Остальные фациальные группы в естественном виде не пригодны на основании высокого содержания A_0 по сравнению с нормами в 1-3%. ППП низкий, лучшие показатели имеют осадки высокой поймы, террасовый комплекс не перспективен (кроме отдельных горизонтов из I и II надпойменных террас). Данный генотип контролирует месторождения: Тунген, Гарга-2, Хахаргай.

Месторождение Тунген расположено в днище долины р. Гарга в 28 км восточнее с. Курумкан и сложено песчано-галечными отложениями высокой поймы и первой надпойменной террасы. Площадь – 18 км², мощность продуктивной залежи не выдержана, в среднем составляет 2 м, запасы – 18 млн. м³. Условия отработки благоприятные.

Месторождение Гарга в долине одноименной реки выполнено гравийно-галечно-песчаным материалом поймы и первой террасы. Площадь – 0,5 км², средняя вскрытая мощность толщи 1 м, запасы – 0,51 млн. м³. Условия отработки не благоприятные – высокое залегание уровня грунтовых вод.

Месторождение Хахаргай открыто в среднем течении ручья Хахаргай (левый приток р. Баргузин) на северо-восточном замыкании Баргузинской впадины и контролируется валунно-галечно-песчаными смесями высокой поймы раннеголоценового возраста. Площадь – 1 км², средняя мощность продуктивного горизонта 1 м, запасы – 1,5 млн. м³.

Значение генотипа должно существенно возрасти с получением щебня при фракционировании донных валунно-галечных отложений главных рек рифтовых впадин и водотоков 1-2-го порядков.

Пролувиальные отложения. Общий ППП низкий, разубоживание происходит за счет примесей алевритово-глинистых частиц. По фациальному анализу наиболее потенциальна фация вершинной зоны конусов выноса, гидродинамика которой позволяет накапливать довольно объемный материал.

Мелкие заполнители. Мелкими заполнителями бетонов по ГОСТу могут быть все разновидности песков с включениями гравия и алевритово-глинистых частиц. Нормативные содержания компонентов следующие (в %): 1) фракция 5-2,5 мм – <20; 2) фракция <0,14 – <10; 3) алевритово-глинистые частицы – 1-3; 4) модуль крупности – 1,5-3,25. Литологические особенности стандарта удовлетворяют аллювиальный, пролювиальный и озерный генотипы.

Аллювиальные и озерные отложения. По фациальной природе пригодными являются фации со средними гидродинамическими условиями живой среды седиментации, в которой потоки теряют способность транспортировать волочением среднюю и крупную гальку, переносят только более мелкий материал и характеризуются пульсационными изменениями придонных скоростей, ведущими к разрушению гидравлических ловушек и выносу частиц нижней части обломочного спектра. Таким режимом обладают фации прирусловой отмели и перекаатов русловой группы, фации приречной зоны и русел пойменной группы, фации проточных озерных водоемов. В морфологическом отношении интерес представляют осадки высокой поймы и низких террас (I-III). К описываемой совокупности относятся месторождения: Право-Аргадинское (3,0 км², 6,0 млн. м³) и Улан-Бурга (3 км², 4,2 млн. м³).

Пролувиальные отложения. ППП очень низкий, пригодны единичные контуры фации периферийной зоны, не имеющие сплошного площадного распространения. Как мелкие заполнители в природном виде, практическим значением не обладают. Годная смесь может быть получена при добыче крупных заполнителей в качестве добавочного продукта.

В заключение можно отметить наибольшую перспективность аллювиальных и лимно-аллювиальных отложений, т.к. им свойственно, за исключением отдельных участков заболоченного днища впадины, повсеместное залегание, достаточно простое строение при постоянстве псаммитового состава, запасы в десятки, а то и сотни миллионов кубометров. Это объекты первой очереди по разведанным, опоскованным и прогнозным запасам промышленного нерудного сырья. Переменное, более сложное строение в плане и по разрезу и, как следствие, не стабильная мощность полезного компонента из образований пролювиального и эолового генезиса не позволяют дать рекомендации для их возможного освоения. Но и они могут быть значимыми в случае комплексной переработки и небольших потребностей в сырье для локальных целей.

Природные условия данной территории позволяют производить круглогодичную добычу механизированным карьерным способом, что полностью обеспечит не только региональные потребности в различных строительных материалах, но и даст возможность снабжения соседних территорий, как внутри Республики Бурятия, так и вне ее пределов.

ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЗАДЕРЖНИНСКОЕ (ЮЖНОЕ ВЕРХОЯНЬЕ): ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД, ВОЗРАСТ ОРУДЕНЕНИЯ

**Л.А. Кондратьева¹, Г.С. Анисимова¹, А.Г. Бахарев¹, А.В. Травин²,
А.В. Прокопьев¹, А.С. Борисенко²**

¹Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, lkon12@yandex.ru

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск

Месторождение Задержнинское расположено в Аллах-Юньской металлогенической зоне, протягивающейся в субдолготном направлении на 300 км в Южно-Верхоянском секторе Верхоянского складчато-надвигового пояса.

Промышленная золотоносность месторождения Задержнинское связана с рудными телами секущего морфоструктурного типа, представленными крутопадающими кварцевыми жилами и минерализованными зонами дробления с прожилково-вкрапленными рудами [1]. Все они размещены в осевой части антиклинали север-северо-восточного простирания, ассоциирующей с надвиговыми структурами.

Рудовмещающие терригенные турбидиты нижней перми представлены переслаивающимися песчанистыми алевролитами и песчаниками бонсолчанской свиты. Породы смяты в мелкие складки, осложняющие свод основной структуры; интенсивно кливажированы.

В пределах месторождения широко развиты маломощные дайки, выполненные породами среднего состава: диоритами, керсантитами, микродиоритами, диоритовыми порфиритами и спессартиитами. Они приурочены к субширотной Сетаньинской системе разломов и лишь единицы к субмеридиональной Верхоянской системе и группируются в серии сближенных, иногда кулисообразно расположенных тел. В восточной части рудного поля закартированы два мелких штока диоритов. Наиболее поздними из дайковых образований золоторудного поля являются спессартиты, которые часто пространственно сопряжены с золотоносными кварцевыми жилами. В породах редко сохраняются реликты первичной кристаллически-зернистой структуры. В большинстве случаев первичные минералы полностью замещены кварц-полевошпат-хлорит-карбонат-слюдистым агрегатом и интенсивно ожелезнены.

В пределах месторождения и его флангах локализованы три мелких штокообразных тела субщелочных гранитоидов, рассматриваемые М.К. Силичевым [Силичев М.К., Белозерцева Н.В., 1993 г.] в качестве апикальных выступов неровной кровли крупного, но едва вскрывающегося интрузивного массива. Штоки и роговиковые поля тяготеют к периферической части Задержнинского месторождения, которое оказывается, таким образом, локализованным в прогибе кровли интрузивного тела.

Руды в зависимости от текстурно-структурного облика сложены в основном кварцем (от 60 до 95%), а также карбонатами и слюдами. Количество рудных минералов составляет 1-5%. Это арсенипирит, пирит, галенит, сфалерит, самородное золото, электрум; реже встречаются халькопирит и пирротин. Самородное золото характеризуется разнообразием морфологии, преимущественно мелкими размерами выделений, примесью ртути. При исключительно широкой вариации химического состава самородного золота (261-935‰), основная масса (более 90%) представлена низкопробной разностью.

Преобладающая низкопробность самородного золота, присутствие в рудах халцедоновидного кварца с минеральными парагенезисами электрума, кюстелита, сульфосолей Ag и Pb (пираргирита, диафорита, полибазита, фрейеслебениа, биллингслейита) и редких сульфидов Au и Ag – ютенбогардтита и петровскаита, примесь ртути в самородном золоте, сульфидах и сульфосолях послужили основой для выделения эпитермального типа золото-серебряного оруденения [2].

На территории рудного поля также имеют место слабозолотоносные пологопадающие кварцевые жилы единого с кливажом простирания, но секущие его по падению. Жилы отличаются большой мощностью и сложены интенсивно кливажированным крупнокристаллическим кварцем однородной массивной текстуры. Рудная минерализация пологопадающих жил представлена редкой вкрапленностью крупных метакристаллов арсенипирита и гнезд пирита.

Типичным представителем промышленного оруденения месторождения является рудная зона №20, расположенная на южном фланге месторождения. Ориентированная в субширотном направлении рудная зона состоит из сближенных субпараллельных жил (15-25 см) и прожилков (аз. пад. $220^\circ \angle 70^\circ$), секущих алевропесчаную толщу бонсолчанской свиты. Среднекристаллический кварц несет неравномерно распределенную минерализацию (1-3%) арсенипирита, галенита, сфалерита и самородного золота. Кроме рудных минералов, кварц содержит прожилковидные выделения кокар-

довых зерен анкерита и мелкочешуйчатого серицита в пустотках. Арсенопирит характеризуется разнообразием морфологии, встречаются ромбоидальные, призматические и игольчатые индивиды. По данным атомно-абсорбционного анализа арсенопирит содержит 14,7-16,9 г/т Au и 6,9-9,9 г/т Ag. Самородное золото мелкое, видимое встречается крайне редко, низкопробное (716-783‰). Вмещающие породы сульфидизированы, содержат вкрапленность мелкозернистого пирита и арсенопирита от крупно- до мелкокристаллического.

Из кварцевой жилы этой рудной зоны была выделена монофракция мелкочешуйчатого серицита и продатирована $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом в аналитическом центре ИГМ СО РАН, г. Новосибирск. Полученная дата $123,5 \pm 1,6$ млн. лет близка ранее установленным возрастам крупных гранитоидных плутонов Южного Верхоянья (123 ± 1 млн. лет, U-Pb, циркон, Тарбаганнахский плутон [5]; $120,4 \pm 0,6$ млн. лет, U-Pb, циркон, Уэмляхский плутон [3]; 121-123 млн. лет, Ar/Ar, биотит, роговая обманка, Уэмляхский плутон [4]), времени зеленосланцевого дислокационного метаморфизма ($119,4 \pm 0,5$ млн лет, Ar/Ar, биотит [5]).

Таким образом, формирование золотого оруденения Задержнинского месторождения происходило одновременно с дислокационными процессами и внедрением крупных гранитоидных плутонов Южного Верхоянья.

Работа выполнена в рамках Программы Президиума РАН, проект 23.2.

1. **Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Холмогоров А.И.** Структура и минералогия Задержнинского золоторудного поля // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 23-28.

2. **Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С.** Золотое оруденение нового типа в Аллах-Юньской металлогенической зоне // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 11-14.

3. **Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л., Лейер П.У., Хоуриген Дж.К., Бахарев А.Г., Зайцев А.И., Думитру Т., Джерелс Дж.Э., Уоллес В.Л., Третьяков Ф.Ф., Тарабукин В.П.** Новые U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопные геохронологические и АФТ термохронологические данные по северо-востоку Якутии и их возможная тектоническая и геодинамическая интерпретации // Рудогенез и металлогения Востока Азии. Якутск: ИГАБМ СО РАН, 2006. С. 145-148.

4. **Layor P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L.M., Trunilina V.A., Bakharev A.G.** Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and trace element geochemistry // Geology. 2001. V. 29, No. 2. P. 167-170.

5. **Prokopiev A.V., Toro J., Hourigan J.K., Bakharev A.G., Miller E.L.** Middle Paleozoic-Mesozoic boundary of the North Asian craton and the Okhotsk terrane: new geochemical and geochronological data and their geodynamic interpretation // Stephan Mueller Spec. Publ. Ser. 2009. Vol. 4. P. 71-84.

БИРАИНСКОЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-РЕДКОЗЕМЕЛЬНОЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЕ НА СЕВЕРЕ ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ

А.А. Конева, Н.В. Владыкин

Институт геохимии им. А.П. Виноградова, Иркутск, annak@igc.irk.ru

В 1986-87 гг. геологами Иркутского геологического управления были выявлены Усть-Бираинское и Верхне-Бираинское рудопроявления, расположенные в 140-150 км восточнее г. Бодайбо. Они представлены линзовидно-линейными телами карбонатитов и фенитов мощностью 10-300 м и протяженностью в целом до 20 км. Эти линзовидно-пластовые тела залегают согласно среди вмещающих глубоко метаморфизованных пород нечерской серии архея, нижнепротерозойских гранитоидов чуйско-нечерского комплекса, плагиогнейсов и кристаллосланцев медвежьей свиты. Карбонатиты и фениты секутся жильными телами гранит-пегматитов конкудеро-мамаканского комплекса (пермь), возраст редкометалльно-редкоземельной минерализации определяется как верхнепалеозойский.

Дайкообразное тело карбонатитов и сопровождающих их фенитов прослеживается, с перерывами, на 20 км. Карбонатиты в основном представлены железисто-доломитовыми разновидностями, которые нередко постепенно переходят в фениты через их карбонатизированные разновидности. Характерна широко проявленная альбитизация фенитов и связанная с этим процессом монацитовая минерализация, которая обеспечивает иногда высокое содержание редких земель. Вокруг карбонатитового тела среди фенитов развиты жильные образования, часто весьма оригинального состава, которые по главным минералам можно назвать кордилитовыми, бенстонитовыми, норсетитовыми, торнебомитовыми, баритовыми и железисто-доломитовыми. Они содержат до 45 вес.% суммы оксидов редких

земель, бария и стронция, а вместе с пятиокисью фосфора, ниобия заключают до 50% полезных компонентов. Совершенно ясно, что они представляют собой один из новых типов комплексного сырья на нетрадиционные руды.

В табл. 1 представлен химический состав некоторых жильных пород. Видно высокое содержание ниобия – от 100 до 13000 г/т, что определяется широким развитием разнообразных ниобиевых минералов. Полтора десятка различных ниобиевых минералов уже диагностированы. Это ниобобаотит, баотит, ферсмит, колумбит, магноколумбит, белковит, эшинит-(Ce), ниобозэшинит-(Ce), ниобозэшинит-(Nd), пирохлор, виджцеит.

Оценка запасов полезных компонентов на рудопроявлении по категории В₂ на Бирае для блока в 500 м глубиной составляет для Nb₂O₅ ≈ 600 тыс. т, P₂O₅ - 9800 тыс. т и TR - 2260 тыс. т.

Табл. 1

Химический состав жильных пород Бираи

	600-4	601b(2)	603-2(1)	603-2(2)	603(6)	600-14	602-5	602-7	602-11
SiO ₂	6.10	7.22	2.16	9.79	8.09	20.26	9.31	6.69	13.30
TiO ₂	0.05	0.17	0.07	0.08	0.03	0.19	0.15	0.22	0.16
Al ₂ O ₃	0.55	1.08	0.40	0.54	2.75	3.99	2.13	2.80	2.50
Fe ₂ O ₃	1.15	5.73	7.16	1.89	0.71	4.35	2.38	2.74	1.55
FeO	5.22	4.36	5.90	2.22	0.60	3.91	2.44	5.40	2.43
MnO	0.66	0.45	0.49	0.16	0.33	0.16	0.34	0.78	0.21
MgO	15.85	4.39	10.07	3.81	1.06	3.73	1.62	7.97	3.87
CaO	28.92	21.05	20.96	19.13	30.96	22.53	20.26	23.04	10.96
Na ₂ O	0.36	0.16	0.17	0.61	-	0.25	0.16	0.08	0.27
K ₂ O	0.06	-	0.66	0.10	-	0.08	-	0.01	0.10
P ₂ O ₅	2.10	0.34	1.35	0.72	0.31	0.29	0.54	1.50	0.30
BaO	0.07	6.95	10.37	17.41	0.28	-	3.87	3.36	20.05
SrO	1.34	9.39	2.66	8.73	5.10	4.97	12.15	5.96	4.48
TR ₂ O ₃	0.16	10.74	3.96	7.36	23.06	16.90	17.84	10.10	18.73
H ₂ O	0.54	1.05	0.44	0.90	0.71	1.28	0.92	0.34	0.56
F	0.27	0.19	0.07	0.30	0.14	0.11	0.31	0.07	0.17
CO ₂	36.30	23.93	31.19	23.37	25.39	16.90	22.13	26.94	6.74
SO ₃	-	2.39	1.72	2.60	0.09	0.03	1.82	1.92	14.17
Сумма	99.59	99.51	99.77	99.59	99.55	99.50	98.24	99.89	100.48

Zn	95	44	75	46	23	90	57	100	65
Sn	8.6	6.4	12	12	2.4	34	21	45	9.8
Pb	88	140	110	270	160	210	190	140	160
Co	16	110	19	11		16	9.9	12	20
Ni	3	420	3	3	18	22	16	10	53
V	35	110	160	160	30	300	180	56	360
Cr	4	67	4	4		33	4	16	29
Nb	13000	1600	8000	600	110	1200	350	150	700
Zr	300	100	200	40	70	110	50	90	60

Вопросы генезиса рассмотренного комплекса Бираи представляют несомненный интерес, поскольку он является концентратором таких полезных компонентов, как редкие земли, барий, стронций, ниобий. В свое время эти вопросы уже были рассмотрены в литературе [1-3]. Но тогда еще не были известны описанные здесь жильные породы оригинального состава. Мы видим, что Бираинское карбонатитовое тело и связанные с ним жильные породы имеют некоторое сходство по генетическому типу с месторождением Боян Обо во Внутренней Монголии (КНР). Это крупнейшее в мире месторождение редких земель, сопровождаемое также крупными запасами железа, ниобия, фосфора. Полезные ископаемые здесь приурочены к пласту железистых доломитов верхнепротеро-

зойского возраста, который тянется на два десятка километров. Метаморфическая толща прорвана крупными телами щелочных гранитоидов герцинского возраста. Характерно, что и здесь щелочные породы пересыщены кремнеземом. Что касается минерального состава, то десятки минералов являются общими для этих двух объектов, в том числе все характерные минералы жильных пород – кордилит, бенстонит, норсетит, кухаренкоит, бастнезит, фергусонит, анкилит, монацит, колумбит.

Можно предполагать сходный по типу глубинный источник всех рудных компонентов независимо от того, в какой форме они достигли рассматриваемого уровня – в виде карбонатитового тела или в виде флюидов глубинного происхождения.

Авторы благодарят РФФИ за поддержку исследований – грант 10-05-00122.

1. Черников В.В., Конев А.А., Воробьев Е.И. и др. Эндогенные карбонатные породы Бираи – перспективный источник редкоземельно-редкометалльного сырья // Геол. и геофиз. 1994. № 6. С. 50-60.

2. Черников В.В., Конев А.А., Воробьев Е.И. и др. О новом типе редкоземельно-редкометалльного оруденения в карбонатных породах Бираи (Нечерский антиклинорий) // Докл. РАН. 1994. Т. 335, № 6. С. 774-777.

3. Konev A.A., Chernikov V.V., Dneprovskaya L.V., Vorobiev E.I. The REE-Nb mineralization of Biraya carbonate deposit, Eastern Siberia, Russia // The 16th General Meeting of IMA, 1994, Pisa, Italy, Abstracts. P. 211-212.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В УГЛЯХ ПАЛЕОГЕН-НЕОГЕНОВОГО УШУМУНСКОГО БУРОУГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЕАО, ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ)

В.В. Крапивенцева¹, В.В. Иванов²

¹Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, karpova@itig.as.khb.ru

²Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, augum@fegi.ru

На тихоокеанской окраине Азии широко проявился кайнозойский рифтогенез в виде протяженных систем грабенов (более 6000 км) различного направления. Эти грабены выполнены терригенными угленосными озерно-аллювиальными отложениями и нередко к ним приурочены месторождения бурых углей. Рифтогенные зоны иногда расширяются, в погружение вовлекаются значительные площади. Так, в Среднем Приамурье кайнозойскую стадию развития Среднеамурского осадочного бассейна (СОБ) характеризуют более 30 небольших грабенов, перекрытых общим неоген-четвертичным чехлом [7]. В последние годы внимание многих исследователей привлекает металлоносность углей [5-14 и др.].

С этой точки зрения были изучены бурые угли кайнозойских рифтогенных структур Приамурья [7], в том числе и угли Ушумунского буроугольного месторождения. Ранее для предварительной оценки содержаний малых элементов в бурых углях палеогенового и неогенового возраста были рассмотрены все имеющиеся данные спектрального анализа углей, их золы и, частично, песчано-глинистых вмещающих углей пород для пяти буроугольных месторождений Приамурья: Мухенского, Хурмулинского, Розенгартовского, Ушумунского и Лианского, расположенных в СОБ (или возле него) [6, 7].

Из анализа данных приближенно-количественного эмиссионного спектрального анализа по содержанию малых элементов в углях и в золе углей Приамурья следовало, что возможно промышленно значимые концентрации в них имеют многие элементы. В бурых углях это в первую очередь Ni, Ti, Y, Ga и Zr.

Следует особо отметить высокие содержания, нередко до возможно промышленно значимых концентраций, ряда элементов (кроме перечисленных), таких, как Sc, V, Co, Ge, Mn, W, Ag и Au в золе углей Ушумунского месторождения [6].

Ушумунское буроугольное месторождение расположено в юго-западной части СОБ и структурно относится к северо-западной части Бирофельдского грабена, ограниченного глубинными разломами системы Тан-Лу. Мезозойские и палеозойские образования слагают фундамент месторождения, а также западное и восточное его обрамление, являющиеся, вместе с разви-

тыми в них эффузивами палеоцен-эоценового (?) возраста, областями сноса [6].

В золе ушумунских углей по площади месторождения и углеразреза ранее было изучено распределение около 30 элементов. По уровням накопления ряда элементов (Be, Ge, Au, Ag, La, Se, Zr и Co) ушумунские угли превосходят бурые угли других сравниваемых месторождений Приамурья. Так, среднее содержание золота и серебра в золе углей здесь превышает оценки по многим другим угольным месторождениям региона. Возможно, с учетом новейших технологий обогащения и переработки сырья, промышленно значимые содержания в золе этих углей имеют (в г/т): Be до 200, Co до 100, Ni до 800, Se до 300, Ge до 200, La до 1000, Zr до 600. В углевещающих породах Ушумунского углеразреза установлены повышенные до промышленно значимых содержания Ni до 8000 г/т, в среднем – 2000 г/т; Ti до 4000 г/т и Zr до 600 г/т [6].

В последние годы (2007-2009 гг.) впервые по данным современных высокоточных методов анализа (масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и инструментального нейтронно-активационного анализа) получены новые результаты по геохимии малых, в том числе редкоземельных элементов и благородных металлов в углях Ушумунского бурогоугольного месторождения. Образцы углей были отобраны из углеразреза, вскрывшего пласт 2 на глубине 37-45 м. Бурые угли по степени углефикации относятся к группе 2Б, подгруппе 2БВ. Эти угли представлены здесь полуматовыми (менее зольными) и матовыми (более зольными) разновидностями буровато-черного цвета. Структура углей разнообразная: однородная, редко-штриховатая, линзовидно-штриховатая, редко-линзовидно-полосчатая с редко-штриховатой или штриховатой основой за счет линз, полос и штрихов витрена (лигнита) размером до 1х5 см. Текстура углей массивная, неясно-слоистая до тонкослоистой в штриховатых более зольных углях за счет налета глинистого материала на плоскостях наслоения. Уголь плотный, крепкий с грубоплитчатой, реже плитчатой до тонкоплитчатой отдельностью. Излом в полуматовых однородных углях полураковистый, в матовых линзовидно-полосчатых углях и более зольных разновидностях – неровно-угловатый. В углях более или менее часто отмечены включения хрупких смоляных телец размером от 1 до 5-10 мм.

Микроскопически эти угли относятся к группе гумолитов, классам гелитолитов и сапрогелитолитов, среди которых выделены типы гелитов, реже – липоидо-гелитов и альгогелитов (в сапрогелитолитах).

Согласно ГОСТа 9414.1-94, эти угли представлены в основном моноаццералами (типами витрита, реже – альгогелита) и бимаццералами (кларитом).

Методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (с полным кислотным вскрытием) в ХАЛ ВСЕГЕИ (аналитик Г.А. Олейникова) в исследуемых углях изучено содержание 48 малых элементов, в том числе 13 элементов – из группы лантаноидов (от Ce до Lu), а также естественные радионуклиды Th и U.

Среди изученных в ушумунских углях и породах малых элементов повышенные, реже промышленные, концентрации имеют Be, Sc, V, Ga, Ge, Zr, Nb, Mo, W, Ag, Sb, Cs, Re, U, Rb и Sr.

Из группы редкоземельных элементов в этих углях по девяти образцам установлены: La в количестве (г/т) от 2.2 до 14.7 (в среднем 5.8), Ce – 5.0-30.2 (в среднем 12.2), Pr – 0.45-3.1 (в среднем 1.2), Nd – 1.8-11.7 (в среднем 4.4), Sm – 0.38-2.04 (в среднем 0.84), Eu – 0.11-0.44 (в среднем 0.2), Gd – 0.51-2.2 (1.04), Tb – 0.06-0.3 (0.14), Dy – 0.32-1.5 (0.82), Ho – 0.061-0.32 (0.174), Er – 0.18-0.76 (0.47), Tm – 0.024-0.12 (0.067), Yb – 0.15-0.71 (0.44), Lu – 0.024-0.1 (0.007) и Y – 2.3-7.9 (4.7). Их содержания варьируют в широких пределах в зависимости от зольности углей, близости источников сноса и других вещественных и геологических факторов.

В исследуемых углях их содержания не достигают возможно промышленно значимых концентраций, принятых по [4, 10, 11, 13] и установленных ранее для некоторых элементов по данным полуколичественного спектрального анализа [6]. Суммарное содержание РЗЭ (по девяти образцам углей) изменяется от 14.3 до 74.8 г/т, составляя в среднем 32.4 г/т. При этом минимальное суммарное содержание РЗЭ характерно для менее зольных углей, в частности для витрена (лигнита) (при A^d -4.5%), максимальные (74.8 г/т) – для более зольного угля (A^d -35.6 %).

Суммарное содержание РЗЭ в глинах из кровли, почвы пласта 2 и межугольного прослоя в Ушумунском углеразрезе изменяется от 149 до 179 г/т (в среднем – 160 г/т), превышая, таким образом, на порядок их содержания в самих углях.

По данным нейтронно-активационного анализа (ИНАА) этих же углей и глин (по 12 образцам), проведенного в ядерно-геохимической лаборатории Томского политехнического университета (аналитик А.Ф. Судыко), установлены следующие РЗЭ элементы (г/т): Sm – от 0.64 до 4.8 (в среднем 2.1), Lu – 0.03-0.29 (0.11), U – 0.37-4.50 (1.7), La – 3.4-37.7 (15.0), Ce – 6.1-62.5 (32.1), Tb – 0.08-0.54 (0.24) и Eu – 0.14-1.16 (0.49). Благородные металлы (Au и Ag) содержатся в количестве (г/т) от 0.007 до 0.218 (в среднем 0.06) и < 0.4 г/т, соответственно.

Суммарное содержание семи РЗЭ, по данным ИНАА, изменяется от 10.5 до 107 г/т (среднее

44.9 г/т). При этом максимальные их суммарные содержания также характеризуют более зольные угли и глины из кровли, почвы и межугольного прослоя пласта 2. Однако и эти содержания также не отвечают современным промышленным требованиям [4, 10, 13].

Новые результаты по геохимии редкоземельных элементов и благородных металлов углей Приамурья, и в частности по Ушумунскому бурогольному месторождению, свидетельствуют о широком спектре их состава, повсеместном распространении и высоких содержаниях в отдельных угольных прослоях.

Распределение малых элементов в углях Приамурья и Приморья, в том числе редкоземельных, и особенности их распределения обусловлены, в первую очередь, геохимической и металлогенической специализацией комплексов пород, распространенных в обрамлении и фундаменте угольных месторождений. Существует мнение, что большую роль при этом играли и флюидно-гидротермальные процессы, связанные как со вспышками вулканической активности, синхронными угленакоплением или последующему осадконакоплением, так и с тектонической активностью и разломной тектоникой [6-12].

Перспективными и промышленно-значимыми являются различные технологии попутного или целенаправленного получения концентратов отдельных малых элементов при обогащении углей, а также при использовании золошлаковых отходов ТЭЦ [1-3, 10-15 и др.].

Проведенное обобщение данных о содержании и распределении малых элементов в углях Приамурья, и в частности по Ушумунскому бурогольному месторождению, а также полученные новые оригинальные результаты, позволяют ставить вопрос о продолжении этих исследований на качественно новом уровне с применением единой методики и аналитических стандартов на прецизионном лабораторном оборудовании, и в том числе с опробованием новых участков и пластов углей на угольных месторождениях Дальнего Востока России.

Авторы благодарят докторов геол.-минерал. наук С.И. Арбузова (ТПУ) и В.И. Вялова (ВСЕГЕИ) за консультации и помощь в проведении исследований.

1. **Авраменко В.А., Братская С.Ю., Волк А.С., Каплун Е.В., Иванов В.В., Сергиенко В.И.** Способ извлечения золота из золотосодержащего органического сырья // Патент РФ 2008139445, приоритет от 03.10.2008.

2. **Братская С.Ю., Авраменко В.А., Иванов В.В., Нечаев В.П., Суховерхов С.В.** Экстракция органического вещества и связанных с ним благородных металлов из бурых углей Приморья // Эндогенное оруденение в подвижных поясах. Матер. междунар. науч. конфер. 10-14 сентября 2007. Екатеринбург, 2007. С. 100-104.

3. **Волк А.С., Братская С.Ю., Иванов В.В., Устинов А.Ю., Баринов Н.Н., Авраменко В.А.** Новые подходы к извлечению золота из щелочных экстрактов бурых углей юга Дальнего Востока // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2009. Вып. 4. С. 275-284.

4. **Вялов В.И., Кузванова Е.В., Олейникова Г.А., Ключарев Д.С.** Оценка ресурсного потенциала редкометалльно-угольных месторождений Приморья // Литология и геология горючих ископаемых: межвуз. науч. темат. сб. Екатеринбург: Изд-во Уральского гос. горного ун-та, 2010. Вып. IV (20). С. 169-181.

5. **Китаев И.В.** Золообразующие и малые элементы углей Дальнего Востока. Владивосток: ДВО РАН, 1989. 140 с.

6. **Крапивенцева В.В.** Металлоносность углей Приамурья // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 1. С. 73-84.

7. **Крапивенцева В.В., Кириллова Г.Л.** Особенности металлоносности бурых углей кайнозойских рифтогенных структур Приамурья // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: V Косыгинские чтения. Матер. конфер. 24-27 января 2006. Хабаровск, 2006. С. 244-246.

8. **Арбузов С.И., Ершов В.В.** Редкие элементы в углях Сибири. Томск: Изд. дом "Д-Принт", 2007. 468 с.

9. **Седых А.К.** Металлоносные угли Приморья // Проблемы освоения георесурсов российского Дальнего Востока и стран АТР: Матер. первой международной науч. конф. 30 мая – 2 июня 2001. Владивосток: Изд-во ДВГТУ, 2002. С. 82-85.

10. **Середин В.В.** Металлоносность углей: условия формирования и перспективы освоения // Угольная база России. Т. IV. гл. 15. М.: Геоинформмарк, 2004. С. 453-518.

11. **Середин В.В., Томсон И.Н.** Западно-Приморская благородно-редкометалльная зона – новый кайнозойский металлогенический таксон Востока России // Доклады Академии наук. 2008. Т. 420, № 6. С. 799-804.

12. **Степанов В.А.** Благородные металлы в угольных месторождениях Сибири и Дальнего Востока // Руды и металлы. 2005. № 3. С. 67-74.

13. **Ценные и токсичные элементы в товарных углях России.** М.: Недра, 1996. 238 с.

14. **Юдович Я.Э., Кетрис М.П.** Ценные элементы-примеси в углях. Екатеринбург: Уро РАН, 2006. 538 с.

15. **Bratskaya S.Yu., Volk A.S., Ivanov V.V., Ustinov A.Yu., Barinov N.N., Avramenko V.A.** A new approach to precious metals recovery from brown coals: Correlation of recovery efficacy with the mechanism of metal-humic interactions // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2009. V. 73, № 11. P. 3301-3310.

ЗОЛОТО В МИНЕРАЛАХ С ВЫСОКИМ СОДЕРЖАНИЕМ ЖЕЛЕЗА

И.В. Кузнецова

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск,
igip@ascnet.ru

С 1868 года на территории Приамурья из экзогенных месторождений добывают золото, что привело к появлению большого числа техногенных россыпей протяженностью в десятки километров и объемами в сотни тысяч кубических метров. По данным В.А.Чантурия, в России к настоящему времени уже накоплено 12 млрд. т отходов в виде вскрышных пород и хвостов обогатительных фабрик, содержание ценных компонентов в которых позволяет рассматривать их как реальный ресурс в обеспечении России дополнительным источником благородных металлов [1]. В этой связи все острее становятся вопросы рациональной организации производства и совершенствования технологии извлечения золота, обеспечивающие рентабельность разработки месторождений россыпного и коренного золота.

Амурская область известна богатыми, в значительной степени отработанными россыпями золота. Технологии извлечения россыпного золота являются несовершенными и не предусматривают извлечение тонкого и наноразмерного золота, а также золота, закапсулированного в других минералах. Это приводит к большим потерям драгоценного металла и выносу его в техногенные отвалы.

Общеизвестно, что золото относится к числу немагнитных минералов, но зачастую значительное количество золота, теряемого в процессе золотодобычи при гравитационном обогащении, связано с минералами железа – невидимые формы золота концентрируются в железосодержащих минералах – аксессуарах; нередко также самородное золото покрыто окислами и гидроокислами железа и титанистого железняка, содержит их включения («ржавое» золото, золото «в рубашке»). Все это приводит к проявлению данными частицами золота слабо- и среднемагнитных свойств (за счёт железной матрицы). Так, по данным Ковлекова И.И., [2] частота встречаемости примесей железа в самородном золоте составляет до 97,9 %, в россыпях магнитными свойствами обладает до 28,14% золота, в хвостах обогащения рудного золота – от 42,67% до 100%. Вышеперечисленные данные предполагают высокие потери золота в магнитную фракцию при обработке золоторудных и россыпных месторождений. Вовлечение в промышленную эксплуатацию отходов горнорудного производства требует создания и применения нестандартных технологических схем переработки руды. Что включает, помимо определения исходного состава концентрата, изучение свойств минералов и их поведения в технологическом процессе.

В работе приведены результаты экспериментов по определению содержания золота и способов его извлечения из концентратов и минералов с высоким содержанием железа.

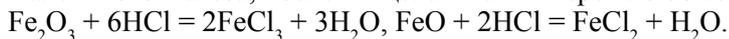
Исследовалась проба, отобранная из отходов россыпной золотодобычи Харгинского золотоносного узла. Основу минерального состава пробы составляют минералы железа: магнетит, арсенопирит, пирит и мартит. Отходы обогащения содержат некоторое количество ушедшего в потери свободного золота, преимущественно мелких классов, а также связанного (не высвобожденного) в первичных сростках и мелкодисперсных частицах благородных металлов. Основу отобранной пробы составляет магнетит – до 76,6 %. Остальные минералы имеют подчиненное значение: касситерит - 5,9 %; арсенопирит - 3,8 %; галенит - 3,5 %; мартит – 3,1 %; церрусит-2,7 %; шеелит – 2,3 % и доли процента составляют циркон, пирит, гранат и самородное золото. По аналитическим данным (аналитики Л.А.Чурсина, С.М. Родомский, АмурКНИИ ДВО РАН), содержание Au в концентрате - 3740,5 г/т (пробирный анализ) и 2550 г/т (атомно – абсорбционный). Золото в пробе мелкое (<100 мкм), хорошо окатанное, и имеет среднюю пробу 885. В его составе содержится Au - 88,65 %; Ag – 10,01 %; Hg – 0,5 %; Fe - 0,18 %; Cr – 0,16 %; Na – 0,11 %; Sn – 0,05 %; Cu и Si по 0,04 %; Pb – 0,03 %; Ca – 0,02 %; Ni – 0,01 %. Согласно данным Моисеенко В.Г., наряду с макроскопическим золотом в составе Харгинской россыпи значительное количество золота закапсулировано в минералах и имеет наноразмерные выделения. Если в целом на массу продуктивного пласта доля, так называемого, «невидимого» золота составляет примерно 25 % от его общего количества, то в результате промывки и извлечения основной части макроскопического золота в процессе добычи, доля мелкодисперсного и наноразмерного золота в отходах вырастает до 72 % [3].

Подготовку материала осуществили путем доводки тяжелого шлиха на концентрационном столе СКО-7,5. В результате был получен обогащенный промпродукт, минеральный состав которого на 93,9 % состоит из магнетита. Остальные минералы определены в незначительном количестве; арсенопирит составляет 1,6 %; касситерит 1,2 %; пирит 0,4; циркон, шеелит и мартит по 0,3 %. Содержание видимого золота в концентрате увеличилось до 700 г/т (аналитик Е.Н. Воропаева, АмурКНИИ ДВО РАН).

Исходя из особенностей состава полученного комплексного концентрата (высокое содержание железистых минералов), для их разложения была применена методика, включающая предвари-

тельную обработку руды минеральной кислотой, в данном случае использовалась 30 % HCl. Проба замачивалась с кислотным раствором, без дополнительного нагрева, в пластиковой емкости на 168 ч. С целью усиления вскрытия матрицы минералов-концентраторов и обеспечения доступа раствора к включениям золота, пульпу периодически перемешивали.

Далее фильтрованием отделили твердую фазу. В раствор, который содержит кислоту и ионы трехвалентного железа, после выщелачивания перешло 78 % исходной матрицы:



Высвободившееся в процессе растворения минералов закапсулированное золото сегрегировалось в более крупные частицы, и сконцентрировалось в нерастворимой фракции. Анализ кислотной вытяжки показал, что в ней содержится 1,87 % ионного и наноразмерного золота (от общего содержания Au в пробе). Кроме того, в растворе содержится Ag – 0,003 г/л, Pb – 0,065 г/л, Hg – 0,01 г/л, Cu – 0,042 г/л, Cd – 0,015 г/л и Zn – 0,005 г/л.

Основной минеральный состав полученного после раскислочивания осадка Ф-13017 шко-1 Н (вес. %): арсенопирит-34,51; касситерит-29,88; пирит-14,51; мартит-14,79; шеелит-3,23; самородное Au-1,74; магнетит-0,8; гранат, галенит, корунд, циркон, ильменит, киноварь, хромит, сфалерит - знаки. Содержание золота по данным пробирного анализа составляет 31004 г/т. Среди примесных элементов в концентрате отмечены содержания (массовая доля, %): Pb-1,27; Cr-0,318; Cu-0,188; Ni-0,058; Co-0,022; Zn-0,0101; Sb-0,003; Sr-0,0032; Cd-0,003; Rb-0,0021; Cs-0,002 и Li-0,0003.

По методике предложенной Моисеенко В.Г. [3] установлено, что оптимальное образование макросистем золота из нано и микрочастиц происходит в гетерогенных системах с градиентом температуры и непрерывным притоком тепла. По ранее описанной методике, [3, 4] пробу подвергли пирометаллургической обработке. При этом 82 % матрицы перешло в раствор. Из нерастворимого осадка весом 510,72 г были извлечены кристаллические агрегаты Au крупностью >1 мм, весом 88,76 г. Проба полученного золота 870 %. Следовательно, после выщелачивания произошло обогащение концентрата самородным золотом, в результате чего мелкие кластеры объединились в цепочки кристаллов и сформировались ячейки с металлическими стенками.

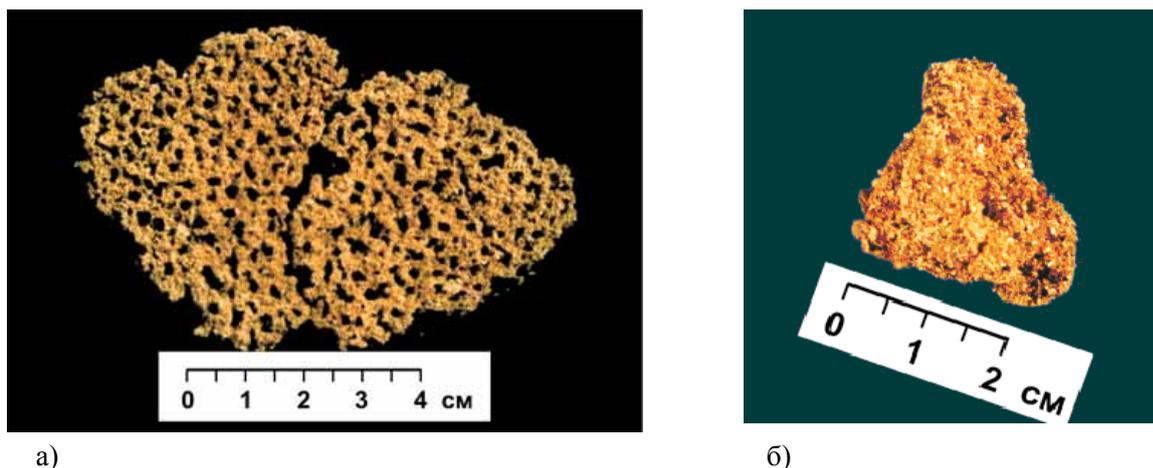


Рис. 1 Полученные в результате эксперимента самородки золота (проба Ф-13017 шко-1 Н)
а) Au ячейисто-сотовой структуры, б) дендрит Au

Отделив вновь образованные кристаллы золота, остаток пробы вновь подвергли щелочному сплавлению с добавлением восстановителя (оставив прочие условия без изменения). В ходе эксперимента произошло полное разрушение таких минералов, как арсенопирит, пирит, касситерит и шеелит. До 97 % вмещающей матрицы ушло в раствор. Минеральный состав пробы изменился следующим образом: циркон – 24 %, магнетит и хромит по 5 %. Находившиеся в пробе частицы макророзлата (крупностью <1 мм) и высвобождавшееся в процессе реакции, микроразмерное и нанометровое Au сегрегировались и образовали макроформы (до 10 см), составлявшие 56 % от всей массы концентрата. Самородки, представляют собой сетку, сформированную из твердых золотых ячеек (рис 1 а), с многослойной сотовой структурой. Кроме золота, в составе полученного в результате эксперимента концентрате содержится: 24 % циркона; 10 % мартита; по 5 % магнетита и хромита; единичные зерна пирита, арсенопирита, касситерита, ильменита, корунда, рутила, биотита, турмалина и осмистого иридия.

В одном из опытов, при прочих равных условиях, вместо цилиндрического, использовался толстостенный конусообразный тигель. При повторной пирометаллургической обработке немагнитного концентрата получили дендрит золота ячейисто-сотового строения, весом 22,035 г, повторяющий своим видом форму тигля (рис. 1 б).

При соблюдении оптимальных параметров эксперимента, прежде всего градиента температуры, новообразованное золото, как правило, имеет многослойное, ячеисто-сотовое строение. В процессе выщелачивания изменяется не только гранулометрия золота, но и его химический состав. Средняя проба золота до опыта – 898 промилле, после опыта – 885. При практически неизменном содержании серебра (~10 %), в новом золоте резко возрастает содержание примесей (с 1,15 % до 12,01 %).

В результате проведенных исследований подобраны физико-химические параметры, позволяющие высвободить и концентрировать благородные металлы из шлиховых концентратов сложного состава, обогащенных минералами железа. За счет выщелачивания магнитной составляющей шлиха, локальных экзотермических реакций, протекающих при определенных температурно-концентрационных условиях, происходит высвобождение связанных форм золота. Диффузия атомов благородных металлов в расплаве легкоплавких силикатных и сульфидных минералов велика, а поверхность первичных кристаллов и микровыделений их минеральных и самородных форм (наночастиц, кластеров, микрозерен) наиболее реакционноспособна, в результате чего происходит скопление полезного компонента вокруг этих частиц с укрупнением их в размерах, вплоть до самородков (рис. 1). Показано, что труднообогатимые, традиционно считающиеся бедными, магнитные отходы золоторудных и россыпных месторождений, можно эффективно использовать для добычи Au при условии применения принципиально новых технологических и технических решений.

1. **В.А.Чантурия, В.Е.Вигдергауз.** Инновационные технологии переработки техногенного минерального сырья // Горный журнал, 2008, № 6, с. 71-74
2. **Ковлеков И. И.** Техногенное золото Якутии. — М. : Изд-во МГТУ, 2002. — 303 с.
3. **Моисеенко В.Г.** От атомов золота через кластеры, нано и микроскопические частицы до самородков благородного металла // ДВО РАН, Амурское отделение РМО, Благовещенск, 2007 г., 187 с.
4. **Кузнецова И.В.** Влияние количества золота в руде на скорость концентрации драгоценного металла (по экспериментальным данным) // Труды симпозиума «Наногеохимия золота», Дальнаука, Владивосток, ДВГИ ДВО РАН, 2008, с. 79-82

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КВАРЦИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БУРАЛ-САРЬДАГ

З.И. Куликова, А.М. Федоров

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

Месторождение Бурал-Сарьдаг расположено в юго-восточной части Восточного Саяна и приурочено к верхнерифейским сланцево-карбонат-кварцитовым отложениям иркутской (монгошинской) свиты, которые развиты в северном и северо-западном обрамлении ядра Гарганской глыбы. Фундамент глыбы сложен архей-нижнепротерозойскими образованиями, представленными гнейсами, гнейсо-гранитами, амфиболитами и мигматитами (2,3-2,4 млрд. лет), степень метаморфизма которых достигает гранулитовой фации. Породы верхнерифейских офиолитов и отложений Дунжугурской островной дуги, которые обрамляют Гарганскую глыбу с юго-востока, северо-востока и северо-запада, представляют собой фрагменты деформированного и эродированного аллохтона, надвинутого на глыбу с севера - северо-запада [4].

Геология и история тектонического развития северной части Тувино-Монгольского массива довольно детально описаны ранее в работах ряда исследователей [1, 2, 4]. Все они сходятся во мнении, что на раннебайкальском этапе в процессе консолидации Тувино-Монгольского массива Дунжугурская островная дуга начала приключаться к Гарганскому континентальному блоку, в результате чего отложения чехла глыбы были деформированы, а впоследствии, в процессе обдукции, перекрыты породами офиолитов преддугового бассейна. По мере развития обдукции офиолиты «сдвигали» верхнюю часть осадочной толщи и усложняли складчатую структуру чехла глыбы.

Характерной особенностью продуктивной для месторождения Бурал-Сарьдаг толщи иркутской (монгошинской) свиты является наличие в разрезе кварцито-песчаников (переотложенные продукты коры химического выветривания пород) и крупного горизонта силицитов, которые, по нашему мнению, и могут быть исходным субстратом для формирования месторождения кварцитов. Изученный И.Н. Семейкиным [5] стратотипический разрез в пределах хребта Бурал-Сарьдаг выявил залегание иркутской свиты со стратиграфическим несогласием на гнейсо-гранитах Гарганской

глыбы. Базальный горизонт свиты представлен кварцевыми сливными песчаниками (кварцито-песчаниками) с кварцевым регенерационным и серицитовым цементом – 5-15 м, кварцевыми алевролитами – 5-10 м, серицит-кварцевыми сланцами – 10-40 м. Выше лежат известняки и доломиты со строматолитами и горизонтом черных углистых кварц-серицитовых сланцев – 320-135 м. Центральная часть свиты сложена бело-серыми силицитами мощностью 660-800 м, в верхах разреза – переслаивание известняков и доломитов – 100-125 м.



Рис. 1. Углеродсодержащий микрокварцит тёмно-серого цвета с признаками слоистости. 1 - кварц (величина зёрен от 0,02 до 0,2 мм), 2 - серицит. Частицы чёрного углеродистого вещества располагаются в промежутках между зёрнами кварца, образуют прерывистые, изогнутые в микроскладки прослойки, ассоциируют с серицитом. Из примесей есть также пирит, лимонит. Поле зрения по горизонтали 3,75 мм. Николи +.



Рис. 2. Белый сахаровидный мелко-микротонкозернистый кварцит с массивной текстурой. Форма более крупных (до 1,6x1,2 мм) и средних (до 0,5x0,3 мм) зёрен неправильная, слабо удлинённая, реже почти изометричная, границы зубчатые. Мелкие зёрна (до 0,2 мм) неправильной изометричной формы с более ровными границами. Поле зрения по горизонтали 3,75 мм. Николи +.

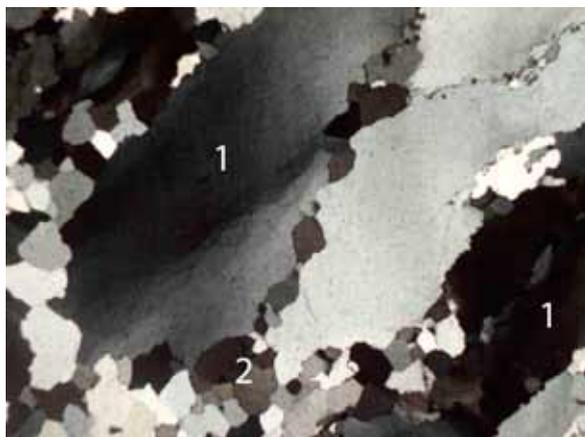


Рис. 3. «Суперкварцит» белого цвета с 30-35% более крупных зёрен. Более крупные зёрна с размерами от 2,8x1,6 мм удлинённой неправильной формы с зубчатыми, извилистыми границами и волнистым погасанием (на фото - 1). Зёрна средних размеров (1,2x0,7 мм) по форме сходны с крупными зёрнами и занимают 35%. Мелкие зёрнышки изометричной формы с ровными и изогнутыми границами величиной от 0,03 до 0,3 мм (25-30%) заполняют промежутки между крупными и средними и образуют мелкие скопления (на фото - 2). Поле зрения по горизонтали 3,75 мм. Николи +.

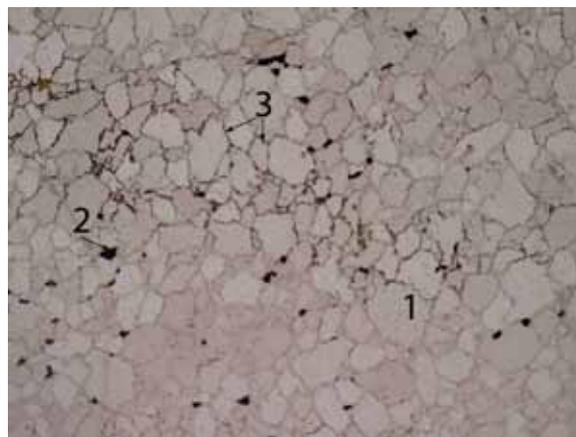


Рис. 4. «Песчаный» кварцит, тонкозернистый, пятнисто окрашенный в светло-серый и коричневатый цвета. 1 - зёрна кварца с размерами около 0,2-0,3 мм неправильной изометричной формы с чёткими границами, 2 - зёрнышки гидроксидов железа, 3 - между зёрнами кварца полосы рыжеватого цвета из глинистого материала, гидроксидов железа, углистых частиц. Структура породы гранобластовая, гранокластическая - начинается процесс дезинтеграции и разрушения породы. Поле зрения по горизонтали 3,75 мм.

На месторождении горы Бурал-Сарьдаг выделяется ряд разновидностей кварцитов (разрез снизу вверх): 1) *Первичные углеродсодержащие микрокварциты* тёмно-серого до черного цвета (рис. 1) лежат в основании разреза в виде пластовых и линзовидных тел. Это микротонкозернистые

породы со слабо выраженной первичной полосчатостью, обусловленной неравномерным распределением частиц углеродистого вещества, реже с обогащённостью отдельных прослоек примесью серицита, с микрогранобластовой зубчатой структурой. Зёрнышки кварца удлинённой формы с зубчатыми границами (от 0,008x0,008 до 0,15x0,04 мм) составляют 97-99% поверхности шлифа. Частицы углистого вещества (0,5-2%) заполняют интерстиции между зёрнами кварца, иногда образуют волосовидные прослойки. Чешуйки серицита и другие весьма редкие примеси (мусковит, эпидот, гематит) могут составлять до 0,01-1%. Встречаются реликты чёрных ультрамикрозернистых (с величиной зерна менее 0,004 мм) почти сливных кварцевых пород, пигментированных тонкодисперсным углистым материалом. Эти ультрамикрокварциты являются одной из ранних форм литифицированного кремнистого осадка, которые отмечаются как в продуктивной пачке, так и в кремнистых доломитах за пределами месторождения, что свидетельствует об их принадлежности к одной генерации.

2) *Осветлённые кварциты*, образующиеся при метасоматической проработке первичных чёрных углеродсодержащих микрокварцитов, характеризуются ростом крупности зёрен кварца, а также очисткой кварцитов от примесей, в первую очередь углеродистого вещества, что вызывает изменение цвета породы вплоть до белого. Среди осветлённых кварцитов можно выделить несколько разновидностей: тёмно-серые микрозернистые массивные кварциты; серые – тёмно-серые с полосчатой текстурой; светло-серые с тонкозернистой структурой (крупность зёрен возрастает до 0,5x0,2 мм); тонкозернистые с пятнисто-полосчатой окраской от светло-серого до белого цвета; белые сахаровидные тонкозернистые кварциты с массивной текстурой (величина зёрен возрастает в среднем до 1 мм, структура гранобластовая мозаичная) (рис. 2) и белые кварциты с голубоватым оттенком, по структуре сходные с суперкварцитами, но содержащие небольшое количество углеродистого вещества

3) *«Суперкварциты»* белого цвета, занимающие верхнее положение в разрезе, характеризуются практически мономинеральным кварцевым составом и грубо неравномернозернистой аллотриоморфозернистой структурой (рис 3). Более крупные зёрна с размерами по длинной оси от 1,6x0,5 до 4x2 мм, редко до 9,4 мм, составляют в них от 5 до 50% общей массы и характеризуются неправильной удлинённой формой, извилистыми, зубчатыми границами, волнистым, облачно-мозаичным угасанием, прозрачностью в макрообразцах. Они субпараллельно ориентированы по длинной оси и выделяются на фоне более мелкозернистого кварцевого агрегата. Зёрна средних размеров от 0,5x0,3 до 1,4x0,6 мм также удлинённой, но в меньшей степени, формы с неровными зубчатыми очертаниями, часто с волнистым угасанием по длинной оси ориентированы сходно с крупными зёрнами. Подобные оптические свойства свидетельствуют о формировании «суперкварцитов» в условиях длительного динамического стресса. Вокруг крупных и средних зёрен, плотно прилегая к ним, располагаются мелкие зёрнышки величиной от 0,06 до 0,6 мм неправильной изометричной, реже слегка удлинённой формы с относительно ровными границами, иногда образующие микро-тонкозернистый агрегат с гранобластовой мозаичной структурой.

4) *«Песчанистые»* кварциты представляют собой наиболее позднюю разновидность кварцевых образований, формирующуюся по более ранним, включая и суперкварциты, в результате процессов поверхностного выветривания. Для них характерна равномерная зернистость кварцевого субстрата, высокая пористость и примесь глинистого материала, гидроксидов железа и других компонентов, заполняющих промежутки между зёрнами кварца, что придаёт породе рыжеватый оттенок (рис. 4).

Основной геохимической характеристикой месторождения горы Бурал-Сарьдаг является снижение суммы элементов-примесей в процессе метасоматических преобразований кварцитов от наименее измененных пород (черные микрокварциты) к «суперкварцитам». В первую очередь это относится к основным загрязнителям, таким элементам, как Al, Fe, Ca, Mg, Ti. Тем не менее, следует отметить, что общее количество элементов-примесей в исходных микрокварцитах аномально низкое относительно кварцито-песчаников и метаморфических кварцитов других образований. Так, на месторождении кварцитов Черемшанка (Западное Забайкалье) [3] содержание этих примесей измеряется в процентах. Эти выводы подтверждаются петрографическими наблюдениями, а именно незначительной минерализацией наименее измененных кварцитов в пределах продуктивной пачки. Черная окраска исходных микрокварцитов обусловлена исключительно примесью углеродистого вещества (рис 5). Характерно, что профилирующими примесями в них являются Fe, Mg, Ti, в меньшей степени Cr и V, что, как считал Е.И. Воробьев, может являться косвенным признаком влияния вещества основного и ультраосновного магматизма при формировании первичных кремнистых осадков.

В серых микрокварцитах общее количество примесных компонентов в сравнении со слабоизмененными черными микрокварцитами снижается незначительно. Это подтверждает, что окраска зависит в первую очередь от количества углеродистого вещества, которое выносится из кварцитов более интенсивно, чем другие минеральные примеси. Таким образом, из системы в первую очередь

удаляется углистоое вещество, что соответственно сопровождается их осветлением. Затем происходит вынос из пород более высокотемпературных соединений Al, Fe, Mg, Ti и др.

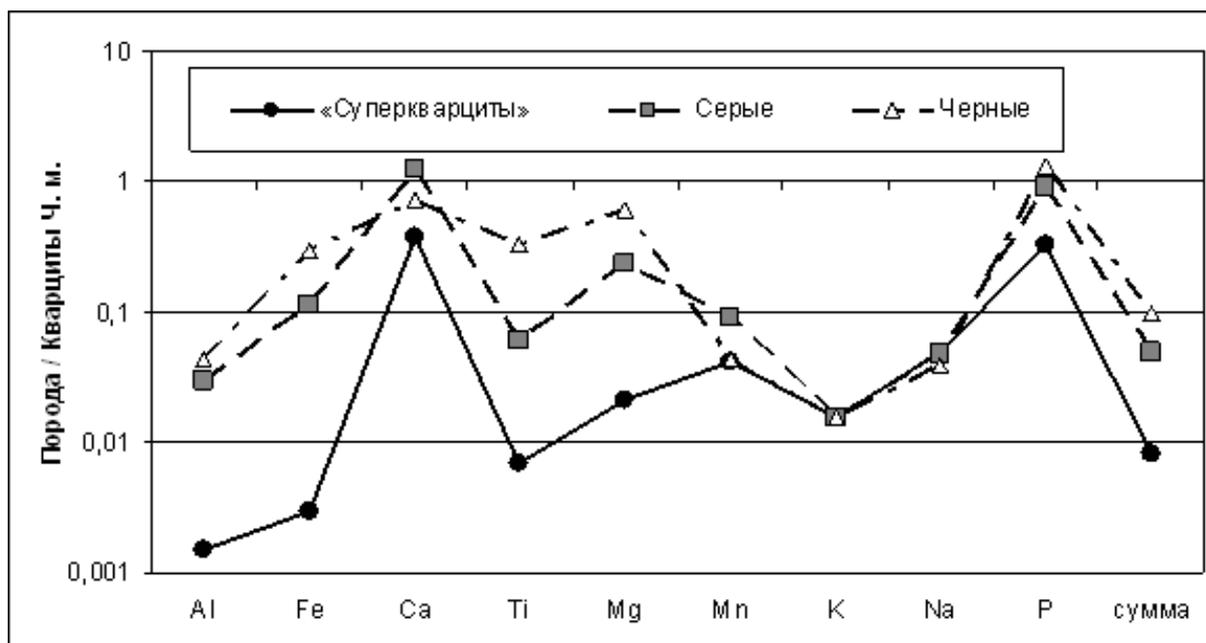


Рис 5. Распределение основных элементов-загрязнителей в главных разновидностях микрокварцитов продуктивной пачки месторождения Бурал-Сарьдаг, нормированных по серым кварцитам Черемшанского месторождения [3].

Суперкварциты месторождения Бурал-Сарьдаг представляют собой наиболее чистую разновидность кварцитов. Они хорошо поддаются обогащению, при котором содержания основных элементов-примесей в результате одной лишь кислотной обработки снижается в несколько раз (суммарное содержание элементов-примесей в концентрате составляет 8-10 ppm), что доказывает низкое содержание структурных примесей за исключением флюидной составляющей.

1. **Быдтаева Н.Г., Киселева Р.А., Яшин В.Н.** Геологические особенности формирования нового типа гранулированного кварца Гарганского кварценозного района (Восточный Саян) // Кварц. Кремнезем. Материалы междунар. семинара. Сиктывкар: Геопринт, 2004. С. 185-187.
2. **Воробьев Е.И. и др.** Сверхчистые кварциты Восточного Саяна (Республика Бурятия, Россия) // Докл. РАН. 2003. Т. 390, № 2. С. 219-223.
3. Геология и генезис Черемшанского месторождения кремнеземистого сырья (Западное Забайкалье, Россия) / **Царев Д.И. и др.** // Геология рудных месторождений. 2007. Т. 49, № 4. С. 334-345.
4. **Кузьмичев А.Б.** Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.
5. **Семейкин И.Н. и др.** Циклическая стратиграфия и рудоносность рифей-палеозойских отложений Окино-Китойского района (Восточный Саян) Ч. I. Окинский район // Изв. Сиб. отд-ния секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2006. Вып. 3 (29). С. 84-104.

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ТЕКТониКИ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ

М.Г. Леонов

Геологический институт РАН, Москва, m_leonov@ginras.ru

Предлагаемый доклад является развитием тематики, разрабатываемой в рамках Лаборатории тектоники консолидированной коры Геологического института РАН. Материалы, изложенные в

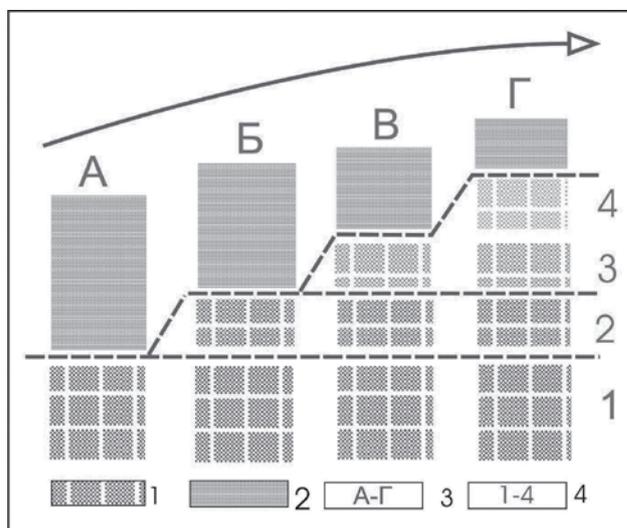
этом сообщении, в той или иной мере докладывались и на других совещаниях, в частности, на 9-ой международной конференции «Ресурсовоспроизводящие, малоотходные и природоохранные технологии освоения недр» (Бенин, 2010). Оправданием неоднократного обращения к данной теме служат три обстоятельства: во-первых – возможность расширения аудитории, что способствует разностороннему обсуждению проблемы; во-вторых – значительный и практически неудовлетворенный интерес к механизмам формирования залежей углеводородов в кристаллических толщах фундамента; в-третьих – постоянное поступление новых данных по рассматриваемой проблеме.

В последние два десятилетия получены новые данные о тектоническом строении и эволюции консолидированной коры различных регионов [3], которые позволяют наметить (или более четко определить) потенциальные возможности прогнозирования месторождений УВ сырья в пределах гранитно-метаморфического слоя земной коры. Существование таких месторождений сомнений не вызывает [1]. В пределах консолидированной коры открыто около 450 промышленных нефтяных и газовых месторождений. Все это ставит перед нефтепоисковой геологией новые задачи, среди которых изучение анизотропии фундамента, определение механизмов структурной переработки кристаллических толщ, выявление структур фундамента, перспективных для скопления УВ и их типизация.

Вертикальная аккреция земной коры. Вертикальная аккреция – это прогрессивное наращивание консолидированной земной коры (КЗК) и (или) изменение ее внутренних свойств (состава и реологии) в сторону кратонизации под влиянием совокупности геологических процессов, отражающих взаимодействие оболочек Земли [3]. Анализ структурно-вещественной трансформации пород КЗК показал, что «вертикальная аккреция» приводит к включению в состав КЗК материала смежных оболочек, в том числе, нижних горизонтов осадочного чехла (рис. 1). При этом происходит наращивание КЗК, возникновение «новорождённых» объемов гранитно-метаморфического слоя, омоложение раздела «фундамент/чехол» и изменение его позиции в вертикальном разрезе коры.

Рис. 1. Вертикальная аккреция консолидированного слоя земной коры.

1 – гранитно-метаморфический фундамент. 2 – осадочный чехол; 3 – последовательные стадии формирования консолидированного слоя; 4 – объемы консолидированного фундамента, формирующиеся в результате структурно-вещественной трансформации осадочно-вулканогенного чехла.

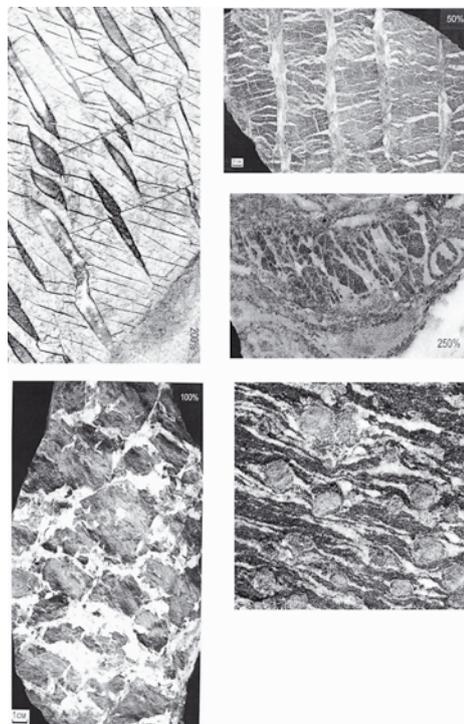


Эти явления на границе фундамент-чехол связаны также с метаморфогенной инфильтрацией газовой-водных флюидов [4], проявляющейся при наличии мощного чехла (>2-3 км) и достаточно высоких флюидных давлений. Минифльтрация может достигать глубин 8-10 км. В континентальных осадочных бассейнах с мощным чехлом и меланократовым основанием с возбуждением такого потока связана активизация геологических процессов, чувствительных к флюидному и термическому режиму (литогенез, теплоперенос, деформация, метаморфизм, формирование и миграция газовой-жидких фаз УВ). Явление вертикальной аккреции может привести к переходу нефтематеринских толщ в состав фундамента, их прогреву, вещественной трансформации, перераспределению в пространстве и формированию скоплений УВ. Таким образом, участки проявления процессов вертикального аккретирования могут рассматриваться как перспективные для обнаружения залежей УВ в кристаллических породах фундамента или в залегающих выше отложениях осадочного чехла.

«Холодная» тектоника гранитов. Формирование коллекторов в гранитных массивах – процесс многофакторный. В нем участвуют: аутометасоматоз, контракционная усадка, гидротермально-пневматолитовые процессы, тектоно-кессонный эффект, а также тектонические факторы, приводящие к формированию выступов кристаллического (чаще гранитного) фундамента и к интенсивной дезинтеграции пород [1, 3]. Изучение «холодной» деформации гранитных массивов, имеющей место на плитной стадии развития ряда регионов, показало, что неотъемлемой составляющей структурной переработки пород гранитного ряда является 3D квазипластическое и катакластическое тектоническое течение (рейдная деформация) [3]. Деформация сопровождается диспергацией вещества [4, 5], которая обусловлена механическим дроблением, перекристаллизацией, частичным плавлением (рис. 2).

Рис. 2. Возникновение пустот при деформации горных пород (материалы А.В.Лукьянова)

Проявляется и автодиспергация, приводящая к «вскипанию» дислокаций, брекчированию, расширению пустот и трещин, увеличению поровой проницаемости. Совокупное действие P_{lit} и P_s (стресс) приводит к увеличению объема вещества до 20%. Диспергированные среды обладают высокой химической активностью, что обеспечивает реакции и преобразования при более низких, чем в недиспергированных системах, РТ-параметрах. При диспергации углеродсодержащих пород в присутствии воды и катализаторов (в частности, полевого шпата!), происходит синтез УВ, формируется их газовая и жидкая фазы [5]. Выявленные закономерности позволили предложить модели формирования залежей УВ в кристаллическом цоколе [1, 3]. Суть моделей: образование положительных морфоструктур с кристаллическим ядром → возрастание пористости и проницаемости → «переток» УВ из осадочных толщ в разуплотненные породы фундамента → формирование скоплений УВ. Для проявления такого механизма образования УВ-залежей особенно благоприятны структуры типа гранитных протрузий.



Мезомеханика и тектоника гранулированных сред.

Установлены механизмы структурно-вещественной переработки пород, обеспечивающие деформацию пород фундамента и их объемную (3D) подвижность (пластическая, хрупкая макро- и микросколовая деформация, меланжирование, динамическая рекристаллизация). Все эти механизмы приводят к *дезинтеграции* и (или) *повышению кристалличности* пород, т.е. к их *грануляции*. Особенностью гранулированных сред является [2, 7] их сверхпластичность, что облегчает возникновение упомянутых выше гранитных протрузий. В процессе деформирования проявляется также дилатансия, которая особенно интенсивна в условиях пластического течения. Дилатансия способствует уменьшению трения между частицами и облегчает их относительное проскальзывание, а также приводит к увеличению объема пород. Эти явления усиливают процесс внедрения разбухающих пластифицированных масс в окружающие горизонты и формирование протрузивных тел, а также облегчает процесс М-инfiltrации. **Именно объемы пород с тектонической гранулярной структурой являются перспективными с точки зрения обнаружения в низ залежей УВ.**

Центрально-симметричные структуры и структуры «цветка» (flower structures). В развитии платформ и подвижных поясов выделяются структуры, для которых характерны: длительное развитие в режиме прогибания (опускания дна бассейна) на протяжении плитного этапа или значительной его части; «внезапное» дискретное расчленение дна бассейна на систему относительно узких конседиментационных поднятий (антиклинальных вздутий или складок) и широких прогибов; резкое различие стиля и интенсивности структурной переработки пород в зонах относительного воздымания и опускания. Для платформенных бассейнов характерно несоответствие их общей изометричной формы и внутренней линейной структуры с дискретным расположением узких антиклинальных складок и широких синклиналей. К таким структурам относятся «долгоживущие центрально-симметричные морфо-структуры фундамента» (ЦСМ); в пределах подвижных поясов и окраин платформ – «структуры цветка» (или «пальмового дерева») (рис. 3).

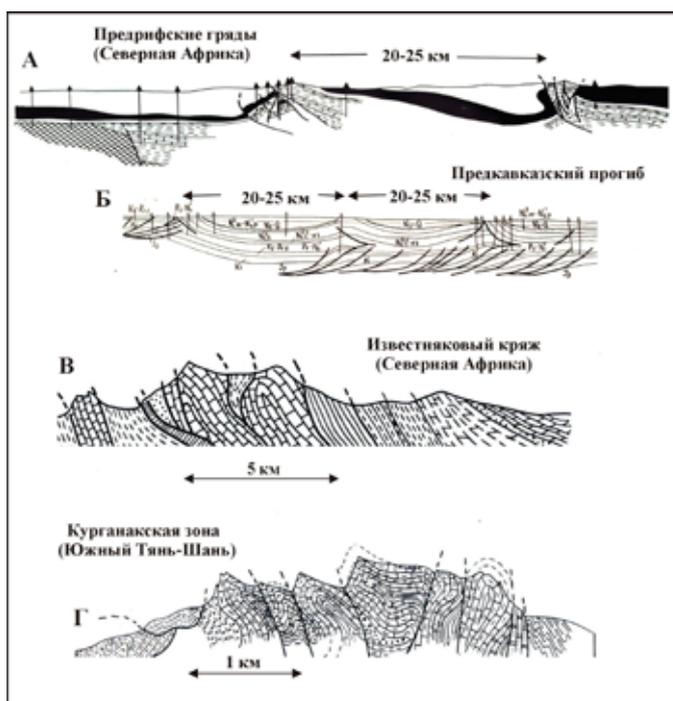


Рис. 3. Примеры структур типа цветка.

Мнения о происхождении структур данного типа различны, но комплексный анализ позволил установить [3], что их образование является следствием интерференции геодинамических режимов двух категорий: межрегионального (или глобального) режима, общего для различных участков земной коры и разных этапов ее развития; локальных (региональных) режимов, проявляющихся только в конкретных обстановках и на определенных этапах развития. Округлая форма ЦСМ детерминирована процессом глобального значения – деформацией сфероида и они возникают только на плитном этапе развития платформ. К этому моменту происходит расслоение фундамента платформ на верхнекорový и нижнекорový слои, которые обладают разной вязкостью, но относительной реологической гомогенностью, что делает возможным проявление в их пределах 3D деформации. В этом случае кора реагирует на глобальное напряженное состояние центрально-симметричными изгибами большого радиуса кривизны и пространственным перераспределением горных масс. Прогибающийся участок упругой сферической оболочки, покоящийся на менее упругом подкорovém слое, в изотропном поле напряжений неизбежно примет эту форму независимо от того, вызвано ли прогибание нагрузкой сверху или утратой опоры снизу. Таков, вероятно, генезис Мичиганского и подобных ему бассейнов (Иллинойс, Виллингтон, Онежская мульда). В условиях анизотропного поля напряжений подвижных поясов возникают «протяженные» положительные тектонические структуры регионального масштаба (структуры цветка). При одновременном действии (наложении, интерференции) «изотропного» и «анизотропного» режимов возникают структуры сложного генезиса (Мичиганский бассейн, Онежская мульда).

Характерной чертой этих структур является приуроченность к ним месторождений УВ (Мичиганский бассейн, Предкавказье, Онежская мульда, Марроканский Риф и пр.), и изучение (и обнаружение) структур этого типа является важной задачей теоретической тектоники и нефтепромысловый геологии.

Структуры тектонического сшивания. В ряде подвижных зон земной коры (Памир, Тянь-Шань) с аккреционно-надвиговой тектоникой описаны так называемые «структуры тектонического сшивания» (рис. 4), впервые выделенные А.В.Лукияновым. Они формируются в месте схождения встречных надвигов, по которым в

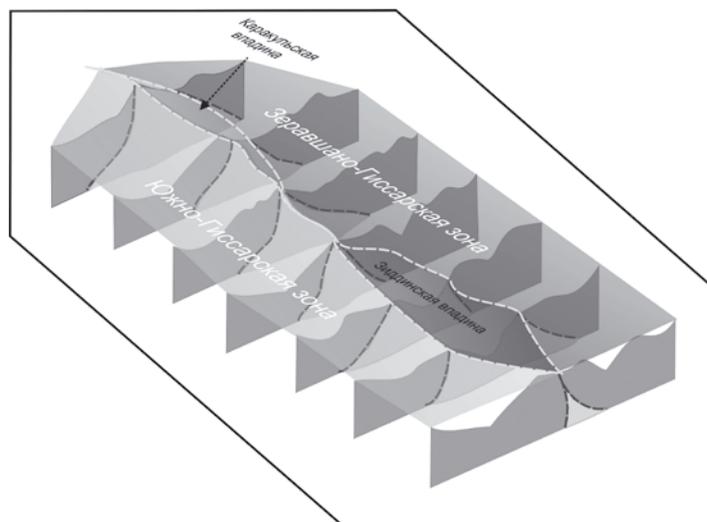


Рис. 4. Структура тектонического сшивания (принципиальная схема)

соприкосновение приведены геологические комплексы, некогда отстоящие друг от друга на значительном расстоянии. Под надвигами оказываются погребены отложения промежуточной зоны (бассейна), которые в настоящее время обнажаются только при условии очень большого эрозионного вреза (до 2-3 км). При недостаточной глубине эрозионного среза на поверхности Земли мы видим только линейный тектонический шов. И от прямого наблюдения могут быть скрыты отложения обширных бассейнов, в том числе и содержащих залежи УВ. *Формируется своеобразный тип структурных ловушек, и их обнаружение является важной задачей структурной и региональной геологии.*

Таким образом, новые данные о строении и тектонической эволюции кристаллических масс фундамента позволяют наметить направления работ, дающих реальные перспективы для обнаружения потенциально нефтегазоносных участков земной коры. К ним можно отнести, например, Хамышинский массив (Северный Кавказ), гранитные выступы в районе Солигалечского авлакогена (Московская синеклиза), кристаллические выступы в пределах Туапсинского прогиба и вала Шатского (акватория Черного моря), погребенные выступы фундамента Балтийского щита, Забайкалья, восточного борта Восточно-Европейской платформы (Осинский блок), Западно-Сибирской плиты, Сибирской платформы). Тектонические формы, подобные описанным выше (погребенные гранитные протрузии, структуры цветка, структуры тектонического сшивания) зафиксированы и в Забайкалье и в Монголии [3, 7, 8]. Не исключено, во всяком случае, предпосылки к тому имеются, что в пределах Забайкалья и Монголии могут быть обнаружены и углеводородсодержащие структуры выделенных типов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (Грант 10-05-00852) и в соответствии с Программой фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 10.

1. Гаврилов В.П., 2010.
2. Гольдин С.В. Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // Физ. Мезомеханика. 2002. Т. 5, № 5. С. 5-22.
3. Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 564 с.
4. Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Никитин А.В., 1998
5. Молчанов В.П., Юсупов Т.С. Физико-химические свойства тонкодиспергированных минералов. М.: Наука, 1981. 264 с.
6. Пospelов Г.Л. Диспергиты и автодиспергация как важная проблема физики лито-, петро- и тектогенеза // Геология и геофизика. 1972. № 12. С. 53-73.
7. Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Никитин А.В. Структуры квазипластических деформаций в гранитоидах Дзурамтайского массива (Гоби, Южная Монголия). Материалы XLIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2010.
8. Цеховский Ю.Г., Леонов М.Г.
9. Яковлев Л.Е. Инфильтрация воды в базальтовый слой земной коры. М.: Наука, 1999. 100 с.
10. Yaeger H.M., Nagel S.R. The Physics of granular materials // Phys. Today. 1996. April. P. 32-38.

АВАРУИТОВАЯ РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ЧАЙСКОМ СУЛЬФИДНОМ МЕДНО-НИКЕЛЕВОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Ф.П. Леснов

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, felix@uiggm.nsc.ru

Проявления аваруита (Ni_3Fe) в настоящее время известны во многих мафит-ультрамафитовых комплексах, в том числе в перцолитах массива Нуралы (Урал) [1, 8], хромититах Оспинско-Китойского массива (Восточный Саян) [3], серпентинизированных гарцбургитах Баженовского офиолитового комплекса (Урал) [2], серпентинитах из массива Брасжовице-Бржежница (Судеты, Польша) [11], кимберлитах Восточного Приазовья [9], залегающих среди графитсодержащих метаосадков тел перидотитов и серпентинитов медно-никелевого месторождения Кукасярви (Швеция), где он представлен в парагенезисе с хизлевудитом [7], и в ряде других.

Аваруитовая рудная минерализация известна также в Северном Прибайкалье в Чайском мафит-ультрамафитовом массиве, входящем в состав западной ветви Байкало-Муйского мафит-ультрамафитового пояса, в пределах которого расположено одноименное сульфидное медно-никелевое месторождение [4, 10]. В связи с вступлением в строй действующих Байкало-Муйской железнодорожной магистрали стали более реальными перспективы освоения целого ряда расположенных вдоль нее рудных месторождений, в том числе и Чайского медно-никелевого месторождения. Эти обстоятельства, в свою очередь, обуславливают актуальность доизучения глубинной структуры этого месторождения, а также минералого-технологических свойств представленных в нем сульфидных и безсульфидных никелевых руд.

Чайский мафит-ультрамафитовых массив включает в себя два разделенных поперечным разломом блока: 1) меньший по размеру юго-западный блок, сложенный преимущественно ультрамафитами, в которых локализованы тела массивных и вкрапленных сульфидных медно-никелевых руд; 2) более крупный северо-восточный блок, сложенный преобладающими габброидами и подчиненными им ультрамафитами, которые залегают среди габброидов в виде различной крупности линзовидных тел-ксенолитов [4]. Более позднее внедрение габброидов и их активное воздействие мафитовых расплавов и их серосодержащих флюидов позволило отнести Чайский массив к категории полихронных и полигенных мафит-ультрамафитовых плутонов [5].

Аваруитовая минерализация в Чайском массиве первоначально была зафиксирована в 1986-1990 г.г. при проходке поисково-разведочных скважин [6]. Главное ее проявление расположено на юго-западном фланге рудного тела № 1 и было вскрыто скважиной № 201а на глубине около 615 м (рис. 1). Подобная минерализация была также обнаружена в керне ряда других скважин (№№ 2, 3, 44, 54, 59, 60, 67, 68, 84, 94, 213а). Минерализованные породы представлены трещиноватыми серпентинизированными дунитами, в которых присутствует неравномерно распределенная убогая сульфидная микровкрапленность, а также пылевидные частицы и их кучные скопления, представленные аваруитом, который был диагностирован в аншлифах. На стенках трещин, пересекающих эти дуниты, во многих случаях отмечались примазки графита. Содержание Ni в минерализованных

породах, слагающих рудное тело № 1, составляет от 0,25 до 0,65% мас., Cu – 0,07%; Co – 0,014%. Согласно расчетам, «стволовая» мощность содержащего аваруитовую минерализацию рудного тела № 1 в сечениях разведочных профилей 38,8 и 38,7 составляет примерно 50 м.

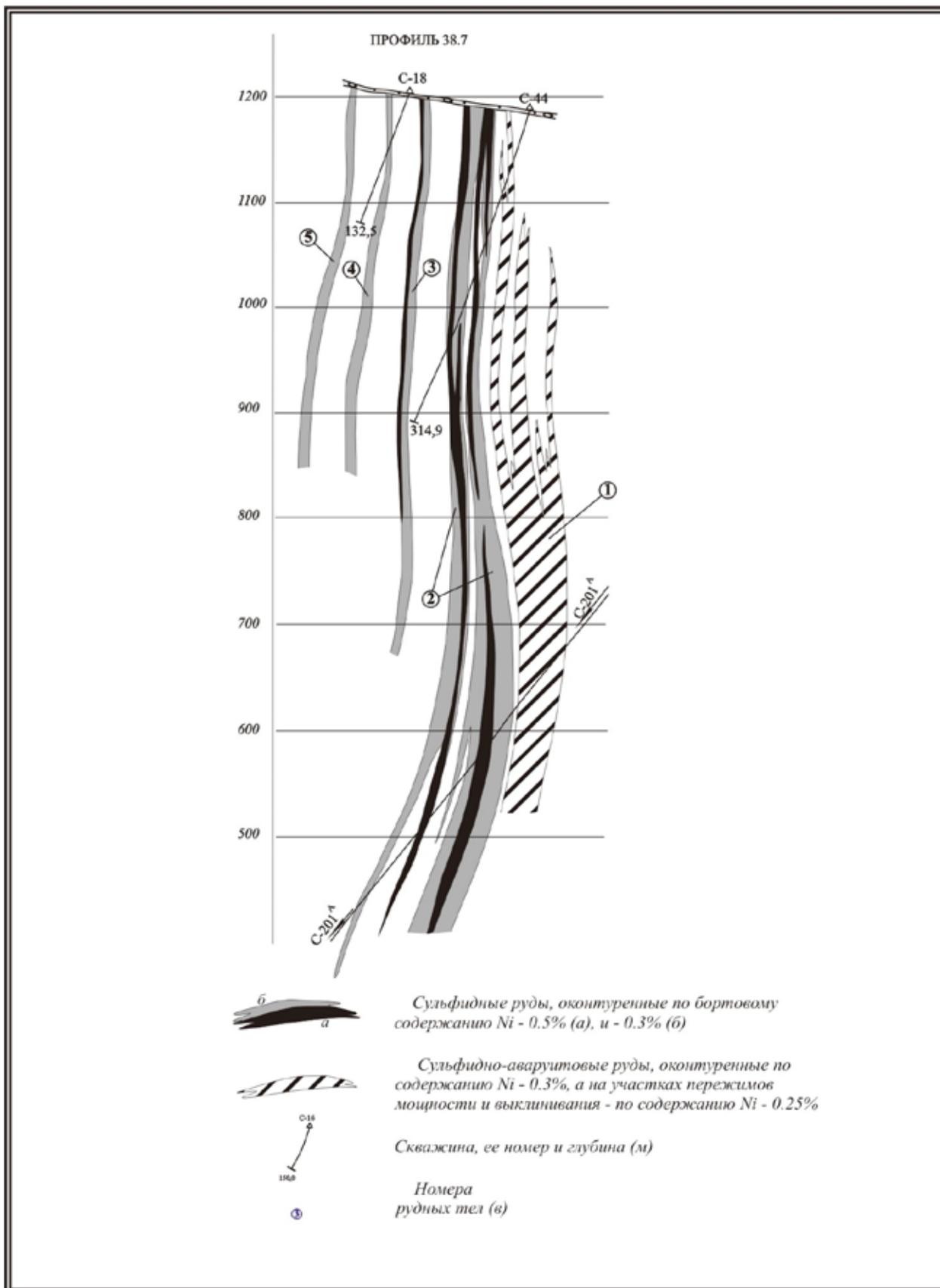


Рис.1. Контуры сульфидных и сульфидно-аваруитовых рудных тел на разрезе Чайского месторождения по профилю 38.7 (по материалам поисково-разведочных работ Чайской партии).

Согласно имеющимся данным, аваруитовая минерализация может формироваться в процессе преобразования никельсодержащих силикатов, прежде всего оливина и серпентина, а также находящихся с ними в парагенезисе сульфидов при температурах порядка 300-500°C и при восстановительных условиях. На последнее указывает, в частности, частое сонахождение аваруита и графита. По экспериментальным данным аваруитсодержащие руды хорошо поддаются обогащению. Так, при обогащении аваруит-хизлевудитовых руд из серпентинизированных перидотитов, представленных в месторождениях Швеции, первоначально содержавших 0,2-0,3% мас. Ni, был получен концентрат, в котором содержание этого металла достигало 45 мас.% [7]. Присутствие аваруитовой минерализации в рудных телах Чайского сульфидного медно-никелевого месторождения позволяет заключить, что при проведении детальной разведки на стадии освоения этого месторождения будет необходимо провести соответствующие минералогические исследования и технологические испытания как сульфидных, так и несulfидных (аваруитсодержащих) никелевых руд с последующим их включением в контуры обрабатываемых рудных блоков.

1. **Демина Л.И., Козлов С.С.** Аваруитовые лерцолиты массива Нурали - новый тип перидотитов Урала // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы. Сыктывкар: Изд-во Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН, 2000. С 43-45.

2. **Ерохин Ю.В., Шагалов Е.С.** Аваруит из Баженовского офиолитового комплекса // 6-е Всероссийские научные чтения памяти ильменского минералога В. О. Полякова. Миасс: Изд-во Ин-та минералогии УрО РАН, 2005. С. 23-26.

3. **Жмодик С.М., Агафонов Л.В.** Шэндит и другие минералы никеля из хромититов офиолитовой ассоциации юго-восточной части Восточного Саяна // Геология и геофизика. 2000. Том 41, № 5. С. 712-721.

4. **Леснов Ф.П.** Геология и петрология Чайского габбро-перидотит-дунитового никеленосного плутона (Северное Прибайкалье). Новосибирск: Наука, 1972. 227 с.

5. **Леснов Ф.П.** Петрохимия полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей Новосибирск: Наука, 1986. 136 с.

6. **Леснов Ф.П., Степин А.Г., Якимов Л.И.** Об аваруите из ультрамафитов Чайского никеленосного мафит-ультрамафитового массива (Северное Прибайкалье) // Металлогения древних и современных океанов-2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: Изд-во Института минералогии УрО РАН, 2009. С. 214-216.

7. **Нильссон Г.** Никелевые месторождения ультрамафитовой ассоциации // Медно-никелевые месторождения Балтийского щита. Л.: Наука, 1985. С. 259-289.

8. **Спиридонов Э.М., Барсукова Н.С.** Вероятный механизм образования скоплений аваруита (джозефита) в метагипербазитах. Аваруит Нуралинского массива, Южный Урал // Матер. Всерос. науч. конф. студ., аспирантов, науч. сотр. и преп. вузов и академических институтов геологического профиля. Екатеринбург, 1999. С. 208-209.

9. **Тищенко О.И.** Находка аваруита в кимберлитах Восточного Приазовья // Минералогический журнал. 2006. Т. 28, № 2. С. 65-68.

10. **Цыганков А.А.** Петрология, контактовые процессы и оруденение Чайского гипербазит-базитового массива (Северное Прибайкалье) // Автореф. дис. ... канд. геол.- мин. наук. Улан-Удэ. 1991. 22 с.

11. **Delura K.** Magnetite-nickel sulphides-awaruite association in serpentinites from Braszowice-Brzeznicza massif (Sudetic ophiolite, SW Poland) // 12 Meeting of the Petrology Group of the Mineralogical Society of Poland. Krakow: Uniw. Sl., 2005. P. 147-150.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ЗОН ПОЛИМИКТОВОГО МЕЛАНЖА В ГАРГАНО- БУТУГОЛЬСКОМ ЗОЛОТОРУДНОМ РАЙОНЕ

С.П. Летунов

Иркутский госуниверситет, Иркутск, letunovsp@mail.ru

Верхне-Окинская площадь, занимающая центральную часть Юго-Восточных Саян, где контактируют между собой Гарганская и Бутугольская глыбы раннего докембрия, характеризуется широким развитием зон меланжа (Северо-Гарганская, Южно-Гарганская, Холбинская, Ольгинская, Ондольтойская, рис. 1). В пределах зон меланжа размещаются как относительно крупные тела ультраосновных пород (Дунжугурский, Урдобоксонский, Оспино-Китойский, Харанурский, Жохойский, Ильчирский), так и многочисленные серии более мелких тел с

первыми десятками метров в поперечнике. Генетически и парагенетически с данными образованиями, входящими составными частями в офиолитовый комплекс, связано богатое асбестовое (Ильчирское) и нефритовое (Оспинское, Харанурское и др.), отчасти хромитовое, платинометалльное, тальковое, графитовое и магнезитовое оруденение. В последние годы появилась точка зрения и о повышенной золотоносности (и сереброносности) указанных магматических образований. Проведенное нами геохимическое опробование ряда из них (Урдобоксонского, Сылкинского, Жохойского и др. массивов), наоборот, показало стерильность ультраосновных пород в отношении весовых содержаний золота и серебра. В повышенных количествах (Au до 0,2-1,5 г/т, Ag до 10-200 г/т и более) они фиксировались лишь в пределах крупных тектонических зон расщепления, секущих или обрамляющих подобные тела и содержащих, наряду с вторичноизмененными породами (лиственитами, талькитами, серицитолитами, графититами и родингитами), видимую кварцевую и полисульфидную минерализацию. Поэтому правильнее ставить вопрос об объемной золотоносности и рудоконтролирующей роли зон полимиктового меланжа, каковыми и являются вышеуказанные зоны расщепления с включенными в них разномасштабными телами серпентинизированных дунитов и перидотитов («офиолитов»).

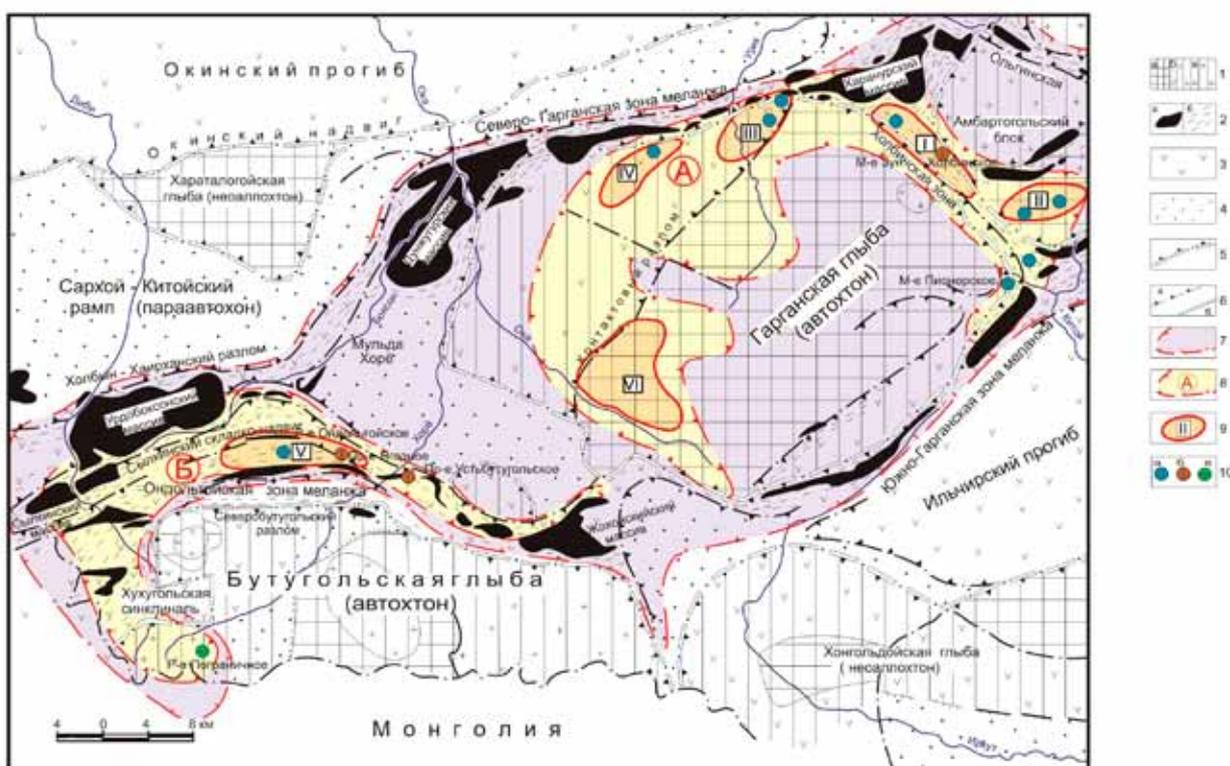


Рис. 1. Схема тектонического и металлогенического районирования Верхне-Окинской площади. Составил Летунов С.П.

1 - комплексы тектонического основания Тувино-Монгольского микроконтинента: а - обнажающиеся на поверхности, б - перекрытые чехлом отложенный гарганской серии, в - переработанные процессами гранитизации; 2 - ультрабазит - базитовые тела (а) и зоны офиолитового меланжа (б); 3 - 4 - комплексы осадочного чехла: 3 - рифейские вулканогенно-осадочные (нижний структурный ярус), 4 - кембро-силурийские терригенно-карбонатные (верхний структурный ярус); 5 - основные блокообразующие разрывы (с указанием поднижнего крыла); 6 - внутриблоковые разрывы: а - взбросы, б - сбросы; 7 - границы Гарганско-Бутугольского рудного района; 8 - рудные узлы: А - Гарганский промышленно-рудный, Б - Северо-Бутугольский потенциально-рудный; 9 - рудные поля и их номер (промышленно-рудные: I - Холбанское, II - Пионерское, перспективные: III - Водораздельное, IV - Ондальтой-Буралжалгинское; потенциально-рудные: V - Ондальтойское, VI - Верхнеокинское); 10 - месторождения и рудопроявления: а - кварц-золоторудные, б - золото-сульфидно-кварцевые, в - золото-редкометалльные

Заложение зон офиолитового и сланцевого меланжа изучаемого района, как показывают данные [2, 3], было связано с распадом северной части Тувино-Монгольского микроконтинента, в настоящее время представленного обособленными блоками интенсивно гранитизированного верхнеархейско-нижнепротерозойского фундамента (Гарганская, Бутугольская, Хараталогойская, Хонгольдойская и др. глыбы). Фундамент частично перекрыт сложно построенным среднерифейско-верхнепалеозойским осадочным чехлом, который в краевых частях глыб характеризуется развитием крупноамплитудной блоковой тектоники и напряженной, нередко запрокинутой, складчатости. На ряде участков отмечается ее осложнение линейными пакетами чешуйчато-надвиговых структур и крупными шарьированными фрагментами разновозрастных окраинноморских (окинского, ильчирского), островодужных (сархойского, джидинского) и плитных (боксонского) комплексов.

В плане мозаика блоков Тувино-Монгольского микроконтинента образует своеобразный коллаж автохтонных и неаоллохтонных структур. Одни из них, имеющие раннепротерозой-

ский возраст, шарьированы на осадочно-вулканогенный чехол (Хараталогойский и Хонгольдойский неоаллохтоны), а другие (верхнеархей-раннепротерозойские) аллохтонно перекрыты счешуенными блоками чехла и островодужными комплексами (Гарганский и Бутугольский автохтоны).

Наличие столь различных плитотектонических структур свидетельствует об, как минимум, двукратных процессах распада микроконтинента - верхнерифейском и ранне-среднепалеозойском. Подтверждение тому – формирование двух разновозрастных офиолитовых серий – боксон-ильчирской (R_{2-3}) и джидинской (C_{1-2}) и развитие двух типов внутриплитного щелочно-редкометалльного магматизма - бугульминского (S_{1-2}) и самсальского (C_{1-2}) комплексов, завершивших формирование дунжугур-сархойской и тувино-монгольской вулканоплутонических серий, соответственно [4].

Столь сложная история геодинамического развития, скорее всего, предопределила металлогеническую специализацию глыб и обрамляющих их зон меланжа. Автохтоны (Гарганский и Бутугольский), отделившиеся в первый этап тектонической перестройки, выступают в качестве золотоконтролирующих структур, а неоаллохтоны (Хараталогойский и Хонгольдойский), отчленившиеся на втором этапе, таковыми не являются. Различает сравниваемые геоблоки и то, что первые облекаются зонами офиолитового меланжа, а вторые – нет.

При этом, если Гарганская глыба известна как структура, предопределившая контуры одноименного золоторудного района, то перспективы Бутугольской глыбы в плане промышленной золотоносности до недавнего времени выглядели довольно туманными. Вместе с тем, глыбы сходны не только историей своего развития, но и относятся, как показывают данные региональных структурных исследований, к единой глубинной структуре – Гаргано-Бутугольскому антиклинорию [1]. Все выше отмеченное позволяет наметить выделение единого металлогенического подразделения - «Гаргано-Бутугольского золоторудного района» (ГБЗР).

В обоснование правомерности выделения ГБЗР служит и близкий характер распределения золоторудной минерализации. Как видно из схемы металлогенического районирования (рис. 1), в обоих случаях наиболее высокозолотоносные рудные объекты располагаются вдоль северо-западных и северо-восточных фасов глыб, тяготея к проявленным здесь зонам полимиктового меланжа: Северо-Гарганской, Холбинской и Ондольтойской. В соответствии с дугообразным искривлением зон меланжа дугообразную форму имеют и золоторудные узлы (Гарганский промышленно-рудный и Северо-Бутугольский потенциально-рудный).

Близки рассматриваемые глыбы и по составу рудной минерализации, развитой в их пределах. К золото-кварцевому объекту, аналогичному Пионерскому Гарганского рудного узла, относится рудопоявление Ондольтойское, находящееся в Северо-Бутугольском рудном узле. К золото-сульфидно-кварцевому оруденению «зунхолбинского» типа - рудопоявление Ягодное, а к золото-серебро-полисульфидному «зуноспинского» типа – проявления Жильное, Сильное, Монголдабанское [5]. Развитие в Северо-Бутугольском рудном узле грейзенов и присутствие в них комплексного золотого оруденения типа рудопоявления Пограничное может указывать на формирование в рассматриваемом рудном узле сложной высокозрелой рудно-магматической системы, весьма продуктивной на золото. Соответственно, проявления аналогичной золото-редкометалльной минерализации следует ожидать и на глубоких горизонтах Пионерского, Водораздельного и Ондольтой-Буралжалгинского золоторудных полей Гарганского рудного узла.

В завершение следует отметить, что в сравниваемых глыбах развит один и тот же продуктивный на золото магматизм сархойского и холбинского комплексов. В разрезе глыб присутствуют однотипные стратифицированные образования гарганской серии, иркутной и дибинско-ильчирской свит. Локальными рудовмещающими структурами, как в том, так и в другом случае (на Зунхолбинском месторождении и Ондольтойском проявлении) выступают замки антиклинальных складок 5-8 порядка.

Возможной первопричиной повышенного уровня золотоносности краевых частей автохтонов является их высокая тектоническая и магматическая проработка, возникшая при контактировании с крупными зонами меланжа. Например, длительность процессов проработки западного фланга Гарганского автохтона определялась формированием здесь ряда сближенных интрузий (Гарганской, Урикской, Амбартогойской) сумсунурского комплекса (R_3-C_1) и пояса даек холбинского комплекса ($O-S_1$), как считается, парагенетически связанных с золотым оруденением. Тут же фиксируются многочисленные останцы нижних частей крупных офиолитовых пластин, некогда обдуцированных на кристаллический фундамент. Амплитуда такого перекрытия, вероятно, могла составлять, как показали исследования В.Н. Добрецова и его группы (1985 г.), 8-12 км и более. В ходе процессов как тектоно-метасоматической, так и постмагматической проработки пологие надвиговые структуры, по их мнению, выступали в качестве эффективных экранов для восходящих потоков золотонесущих флюидов.

Если вопросы геологии Южно-Гарганской (Ильчирской), Холбинской и Северо-Гарганской (Дунжугур-Харанурской) офиолитовых зон и их рудоносность в литературе освещены довольно подробно, то о строении Ондольтойской зоны меланжа и наследующего ее Ондольтойского рудного узла известно гораздо меньше.

1. Исследованиями в центральной части зоны меланжа, имеющей ширину порядка 7-8 км, установлено наличие Сылкинского складко-надвига антиклинорного типа (с первоначальной высотой складки в 2,2 км). В субширотном направлении он протягивается вдоль всей зоны меланжа на 23 км. В поперечном разрезе складко-надвиг представляет веерообразно запрокинутую и пережатую в ядре структуру, образовавшуюся в результате активного пододвигания края Бутугольской глыбы под отложения, развитые по ее северной периферии. В итоге по зоне меланжа отложения осадочного чехла глыбы были интенсивно рассланцованы и пластически выжаты вверх и на ее фланги.

2. В зоне меланжа идет чередование относительно узких участков изоклинального смятия и рассланцевания (0,5-2,0 км), содержащих тела карбонатных брекчий и тектонические линзы «офиолитов» со слабо нарушенными крупными (до 0,8x1,5 км) блоками карбонатных пород. По контактам блоки тектонизированы и развернуты друг относительно друга. Не исключено, что в первоначальном выражении они являлись крупными олистолитами, впоследствии интенсивно переработанными в зоне меланжа.

3. Центральная и южная части Сылкинского складко-надвига инъецированы дайками и крупным плитообразным телом постколлизиионных габбро-диабазов, известным как «Ондольтойская интрузия». В осевой зоне складко-надвига развиты многочисленные линзы серпентинизированных дунитов размером от 0,5 до 150-200 м. Сочетание интенсивно тектонизированного сланцевого матрикса с мелкими линзами «офиолитов», разноориентированными дайками габброидов, разномасштабными телами карбонатных брекчий, блок-будинами и олистолитами может рассматриваться в качестве черт, характерных для зрелой зоны полимиктового меланжа. Именно осевая часть зоны, характеризующаяся наличием ряда золотокварцевых жил и участков околорудных метасоматитов (березитоподобных пород и листовенитов), соответствует Ондольтойскому рудному полю. Южным ограничением рудного поля выступает Северобутугольский разлом, обрезающий северный фланг Бутугольской глыбы.

В районе западной границы Бутугольской глыбы (Хоре-Дибинское междуречье), осложненной серией разноориентированных разрывных нарушений, располагается другая крупная рудоконтролирующая структура - Хухугольская синклиналь. Южное крыло синклинали осложнено Пограничным массивом и Ухагольским штоком гранитоидов сархойского комплекса. Вдоль восточного эндоконтакта этих тел граниты грейзенизированы с развитием прожилково-вкрапленной золото-редкометалльной (Au-As-Mo-Sn-W-Bi-Co) минерализации комплексного типа (рудопроявление Пограничное) [5].

В целом зоны полимиктового меланжа следует рассматривать как тектонические структуры длительного развития, способствовавшие неоднократной перемобилизации и концентрации золота в крупномасштабные зоны прожилково-вкрапленной (Ондольтойское), жильной (Пионерское, Жильное, Барунхолбинское) минерализации и кварц-полисульфидные тела (Зунхолбинское, Ягодное и Устьбутугольское).

Автор выражает глубокую благодарность безвременно скончавшемуся Г.А. Гусаревичу за содействие в сборе полевых материалов и ценные замечания при их интерпретации.

1. **Арсентьев В.П., Волколаков Ф.К.** Протерозойские и кембрийские отложения Восточного Саяна // Геология СССР. т. XXXV, ч. 1. М.: Недра, 1964. С. 135-147.

2. **Ильин А.В.** О Тувино-Монгольском массиве // Материалы по региональной геологии Африки и зарубежной Азии. М., 1971. С. 67-71.

3. **Кузьмичев А.Б.** Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, познебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел, 2004. 192 с.

4. **Летунов С.П., Корольков А.Т., Гусаревич Г.А.** Магматические серии Окинского мегаблока и геодинамическая история их формирования (Ю.-В.Саян) // Геология и полезные ископаемые В. Сибири. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2007. С. 16-21.

5. **Летунов С.П.** Тектоника и металлогения Гаргано-Бутугольского золоторудного района (Юго-Восточный Саян) // Геология и полезные ископаемые В. Сибири. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2009. С. 129-133.

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ МАССИВОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЯ КАК СЫРЬЕ ДЛЯ ПРОИЗВОДСТВА НОВЫХ СТРОИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ

А.В. Малышев, Е.В. Кислов

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Waylander6@mail.ru

В период интенсивного развития экономики в хозяйственный оборот стремительно вовлекается все большее количество природных ресурсов. Однако степень рационального природопользования остается крайне низкой. При добыче минерального сырья извлекается большое количество вскрышных и вмещающих пород, которые практически не используются, а складываются в отвалы, ухудшая состояние окружающей среды за счет сокращения количества земель, пригодных для сельскохозяйственного использования, загрязнения почвенного покрова, поверхностных и подземных вод, атмосферы, а, следовательно, и условий жизни людей на прилегающих территориях. Эффективное решение проблемы использования отходов горнодобывающих предприятий - внедрение безотходных технологий. Эта проблема уже рассматривалась на примере Северо-Байкальского рудного района [1, 4]. В представленной работе мы сравнили магнийсиликатные горные породы (дуниты, перидотиты, троктолиты, оливиновые габбро) Йоко-Довыренского плутона, для которых уже показана возможность использования для получения новых строительных материалов, со сходными по петро-геохимическим данным породами массивов, располагающихся в более выгодных экономико-географических условиях. В качестве примера рассмотрены интрузивы Метешиха и Острая сопка, располагающиеся в пределах юго-западного Прибайкалья (Прибайкальский, Кабанский районы Республики Бурятия).

Метешихинский перидотит-пироксенит-габбровый массив размером 8x2,5 км расположен на хребте Урлак на водоразделе рек Метешиха и Большая. Вмещающие породы - граниты и эффузивы, а также сланцы, метапесчаники, известняки, амфиболиты и кварциты селенгинской серии. Массив имеет сложное строение и по объему примерно на 80% состоит из пород основного ряда, представленных разнообразными габброидами. В его центральной части развиты, в основном, оливиновые габбро и габбронориты с мелкими телами дунитов, перидотитов, амфиболовых перидотитов и пироксенитов, к контактам они сменяются амфиболовыми и амфиболизированными габбро, а непосредственно на контактах с гранитами отмечаются почти нацело амфиболизированные габбро. Иногда в габброидах выделяются участки неоднородного такситового строения (до анортозитов) и пегматоидного облика [2]. Ультрамафиты массива представлены дунитами и перидотитами (лерцолитами, верлитами).

Дуниты визуально выглядят как темно-коричневые до черного полнокристаллические мелкозернистые породы. Содержание оливина в породе около 89-96%, структурно он представлен мозаикой субизометрических зерен, что определяет панидиоморфную структуру породы. Более крупные зерна оливина имеют лучшие кристаллографические очертания. В центре тел породы довольно свежие. К контактам с мафитовой частью можно наблюдать развитие серпентинизации, вплоть до появления петельчатых структур. Пироксены имеют ксеноморфные очертания и расположены в шлифах крайне неравномерно. Акцессорные минералы представлены хромшпинелью до 1-2%, сульфиды встречаются эпизодически.

Перидотитам характерна полнокристаллическая средне-, мелкозернистая структура. В шлифах четко видно, что это неравномерно-зернистые минеральные агрегаты, где отличаются своим повышенным идиоморфизмом кристаллы оливина. По отношению к ним все остальные минералы занимают цементирующее положение, часто отмечается пойкилитовая структура. Характерно неравномерное, кучное распределение цветных минералов. Вторичные изменения проявлены умеренно, но очень неравномерно. Перидотиты на 60-65% сложены минералами группы оливина, до 30% клинопироксена, до 15% ортопироксена, часто встречается магматическая роговая обманка до 5-10%. Акцессории представлены пиритом, халькопиритом, пентландитом, хромшпинелью, магнетитом, их распределение в породах довольно неравномерно.

Составы главных породообразующих минералов изменяется в относительно небольших пределах. Железистость оливина варьирует от 17,5-21,2% в дунитах и перидотитах до 25,2-28,7% в оливиновых габбро и габброноритах. Клинопироксен представлен авгитом и диопсидом с вариациями железистости от 13,3% в клинопироксенсодержащих дунитах до 26% в габбро. Ортопироксен по составу отвечает бронзиту с железистостью от 19,5% в ультраосновных породах до 29% в габброноритах. Состав плагиоклазов изменяется от 88-92% An в плагиоклазсодержащих перидотитах до 87% An в оливиновых габбро и 77% An в габброноритах.

Массив Острая сопка. Располагается от предыдущего плутона в 15 км вверх по течению реки Метешиха, в хребте Черная Грива в районе г. Острая Сопка. Непосредственно сам массив в первом приближении в плане имеет серповидную форму, обращенную вогнутой стороной к северо-востоку. Ультрамафиты преобладают в центральной части плутона, слагают различные по форме и конфигурации тела от 50 до 400 м в поперечнике. В наиболее крупных перидотитовых телах преобладают амфиболовые перидотиты, причем к периферическим участкам количество плагиоклаза в перидотитах возрастает, в экзоконтактах отмечается появление плагиоперидотитов и пироксенитов [3].

В среднем *перидотиты* на 75-80% сложены минералами группы оливина. 15-20% - плагиоклаз и клинопироксен, 3-5% - роговая обманка. Состав минералов ультрамафитов варьирует в относительно небольших пределах. Оливин представлен хризолитом ($f=17-22,6\%$), плагиоклаз – битовнитом, реже анортитом, клинопироксен - авгитом ($f=13-23\%$), ортопироксен – бронзитом ($f=16,2\%$), амфибол - низкотитанистой роговой обманкой.

По **химическому составу** породы массивов образуют ряд, отвечающий натровым высокомагнезиальным и высокоглиноземистым базитам низкотитанистого, низкощелочного, низкофосфорного уклонов. Породы недосыщены кремнеземом.

Представительные химические составы дунитов массивов Метешиха и Острая сопка

	МТ-10-03	МТ-3/5-06	МТ-9/1-03	МТ-6/2-03	ОС-2/1-06	МТ-9-03	МТ-104/1-06	ОС-1/3-06
	Дуниты			Перидотиты				
SiO ₂	36,30	38,10	44,70	41,10	42,10	35,60	40,50	38,70
TiO ₂	0,05	0,11	0,08	0,61	0,31	0,13	0,42	0,32
Al ₂ O ₃	4,30	4,10	2,50	8,00	6,60	7,70	7,05	8,00
Fe ₂ O ₃	3,29	3,61	1,18	1,07	2,55	3,44	2,88	2,84
FeO	9,70	10,54	11,88	12,18	9,00	10,72	10,89	12,70
MnO	0,13	0,17	0,25	0,20	0,17	0,20	0,19	0,20
MgO	35,96	31,82	33,86	28,30	24,07	33,40	28,00	28,33
CaO	2,19	4,37	1,17	5,56	11,68	3,26	6,43	5,75
Na ₂ O	0,15	0,08	0,10	0,80	0,27	0,17	0,68	0,74
K ₂ O	<0,01	<0,01	<0,01	0,05	<0,01	<0,01	0,07	0,05
P ₂ O ₅	<0,05	<0,05	<0,05	0,06	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
ппп	7,30	6,71	4,52	2,01	3,72	3,31	2,77	1,87
Сумма	99,37	99,61	100,24	99,94	100,47	97,93	99,88	99,50

Рассмотренные данные свидетельствуют о сходстве петрографических минералогических и геохимических параметров ультрамафитов Метешихинской группы с породами Йоко-Довыренского плутона, на примере которого показана возможность использования отвалных магнезиальносиликатных пород при производстве новых видов строительных материалов [1, 4]. При этом экономико-географическое положение рассмотренных объектов гораздо более благоприятно. Они отличаются наличием дорожной и энергетической инфраструктуры, выгодным положением относительно крупных потребителей сырья: п. Каменск с Тимлойским цементным заводом находится в 50 км, г. Улан-Удэ с 30 предприятиями строительной индустрии (ОАО «Полистройдеталь», ОАО «Завод Железобетон», МУП «Улан-Удэнский домостроительный завод», ОАО «Восточный завод строительных материалов», ОАО «Силикатный завод», ОАО «Завод бетонных блоков», ОАО «Загорск», ООО «Экодом») расположен в 100 км. Так же необходимо отметить, что, кроме двух описанных выше объектов, в пределах 10 км от них находится ряд более мелких плутонов, сходных с ними по петро-геохимическим параметрам: Рассошинский, Оймурский, Большереченский массивы, перспективы которых еще предстоит оценить.

Значительные ресурсы магнезиальносиликатных горных пород, удобное экономико-географическое положение и физико-географические условия позволяют рекомендовать дальнейшее изучение ультраосновных пород массивов Метешиха и Острая сопка для возможного использования в качестве сырья для производства строительных материалов. Необходимо проведение лабораторных испытаний укрупненных проб.

1. Худякова Л.И., Войлошников О.В., Котова И.Ю. Отходы горнодобывающих предприятий как сырье для получения строительных материалов // Вестник Дальневосточного отделения РАН. 2010. № 1. С. 81-84.

2. **Малышев А.В.** Петрохимические особенности Метешихинского ультрабазитового массива (Юго-Восточное Прибайкалье) // Проблемы геологии и освоения недр: труды Десятого международного симпозиума имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых. Томск: ТПУ, 2006. С. 88-90.

3. **Прудовский Э.Л.** Геологическое строение и никеленосность Метешихинской группы массивов гипербазит-базитовых пород, Южное Прибайкалье. Отчет о работах Оймурского поисково-ревизионного отряда за 1966 г. Улан-Удэ, 1967. 171 с.

4. **Кислов Е.В., Худякова Л.И., Войлошников О.В.** Дуниты Йоко-Довыренского массива и возможности их использования // Минеральное сырье Урала. 2009. № 6. С. 17-23.

ТЕХНОЛОГИЯ ИЗВЛЕЧЕНИЯ ЗОЛОТА ИЗ УПОРНОЙ АРСЕНОПИРИТНОЙ РУДЫ

П.Л. Палеев, А.Н. Гуляшинов

Байкальский институт природопользования СО РАН, Улан-Удэ, palpavel@mail.ru

В условиях увеличения объемов производства золота горнодобывающая промышленность вынуждена вовлекать в переработку труднообогатимое мышьяксодержащее (арсенопиритное) сырье и, как сопутствующий компонент, извлекать мышьяк из недр в составе добываемых руд. В Забайкалье имеются большие запасы руд, содержащих тонкое и дисперсное золото. Золото в этих рудах находится в тесной ассоциации с арсенопиритом, входя в макроструктуру в виде тонко вкрапленных или эмульсионных ассоциаций.

При технологическом переделе проблема вывода мышьяка, усложняющего технологию извлечения металлов, ухудшающего качество товарной продукции и загрязняющего окружающую среду, а также его дальнейшая утилизация, является актуальной задачей. По этой причине необходима комплексная переработка сырья с переводом мышьяка в малотоксичный продукт, его безопасное захоронение, а также поиск путей использования мышьяка в качестве исходного материала для производства нетоксичной многотоннажной продукции. Из отходов мышьяка в естественных условиях устойчивы и могут складироваться без захоронения арсениды железа, скородит и сульфиды мышьяка. Последние – наиболее концентрированные по содержанию основного компонента и компактны по объему. Они относятся к IV классу опасности [1].

При переработке упорных золотосодержащих арсенопиритных руд и концентратов традиционными гидрометаллургическими способами не удается достигнуть высокой степени извлечения золота (< 60÷70 %).

Одним из путей создания рациональной технологии переработки данного сырья является обжиг арсенопирита в атмосфере перегретого водяного пара с сульфидизатором, позволяющий перевести мышьяк в малотоксичную сульфидную форму и утилизировать его с минимальным отрицательным воздействием на окружающую среду [2]. Процесс сопровождается декрипитацией минералов, что значительно улучшает дальнейшее выделение золота.

При обжиге арсенопирита в атмосфере перегретого водяного пара мышьяк выделяется в виде оксидов и тетрасульфида мышьяка. Сульфидизация оксидов мышьяка возможна продуктом диссоциации пирита – серой.

Термодинамический расчет системы $\text{FeAsS}-\text{FeS}_2-\text{H}_2\text{O}$ проводили с помощью “Универсальной программы расчета параметров равновесия многокомпонентных термодинамических систем для ЭВМ «АСТРА-4 р/с»”, в интервале температур 673-1173 К в зависимости от расхода FeS_2 и H_2O на 1 моль арсенопирита [3].

На основании расчетов установлено, что процесс взаимодействия FeAsS с FeS_2 в присутствии воды с выделением мышьяка в малотоксичной сульфидной форме зависит от количества сульфидизатора и воды. Так, при взаимодействии 1,5 молей FeS_2 и 1 моля воды с 1 молем FeAsS при температуре процесса 973-1073 К, продукты реакции представлены в газовой фазе тетрасульфидом мышьяка As_4S_4 , сероводородом, сернистым газом и элементарной серой. Увеличение температуры процесса до 1173 К и выше приводит частичному окислению образующихся сульфидов мышьяка.

Термодинамический анализ свидетельствует о возможности проведения экспериментальных исследований в необходимом интервале температур и при избытке сульфидизатора с получением продуктов заданного состава.

Объектом для исследований явилась золотосодержащая арсенопиритная руда, участок Сульфидный Карийского золоторудного поля (Забайкальский край). Главными рудными минералами являются арсенопирит (преимущественно) и пирит. В данной пробе содержится золота 44,5 г/т и серебра 26,2 г/т.

В выбранных расчетным путем оптимальных условиях обжига (температура в печи 973-1023 К, соотношение руда: сульфидизатор - 3:1, продолжительность обжига 20 мин.) были проведены лабораторные опыты. Обжиг целесообразно вести при температуре 973-1003 К (увеличение температуры до 1023 К повышает инкапсуляцию золота в огарке) [4].

Степень деарсенизации составляет 99,7-99,9 %, а степень десульфидизации 97-98 %. Высокая степень десульфидизации исходного сырья снимает необходимость доокисления остаточной серы. Таким образом, сульфидизирующий обжиг арсенопиритсодержащей руды в атмосфере перегретого водяного пара позволяет максимально отогнать мышьяк в малотоксичной сульфидной форме [5].

Конечной железосодержащей фазой в огарке является магнетит Fe_3O_4 . Дальнейшая переработка огарка, где сконцентрировано золото, осуществляется по традиционной технологической схеме. Таким образом, паровая обработка золотосодержащей арсенопиритной руды с сульфидизатором позволяет максимально вскрыть золотосодержащие минералы и выделить мышьяк в малотоксичной сульфидной форме и вовлечь в эксплуатацию богатые по содержанию золота арсенопиритные руды.

Лабораторные исследования по цианированию проводили при следующих условиях: концентрация цианида (по NaCN) составила 4,0 г/л, соотношение Ж:Т = 4:1, масса навески выщелачиваемой пробы по 50,0 г на каждый параллельный опыт. Данный процесс проводили в течение 8 часов при комнатной температуре и интенсивном перемешивании. Цианированию подверглись исходная проба и проба, обожженная в атмосфере перегретого водяного пара при температуре 1003 К крупностью $-0,5 + 0,25$ (рис. 1а) и класса флотационной крупности (60-70 % класса $-0,074$) (рис. 1б).

В ходе цианирования в растворах посредством атомно-адсорбционной спектроскопии с заданной периодичностью контролировалась массовая концентрация золота.

Из приведенных данных видно, что растворение золота протекает с достаточно высокой скоростью и практически заканчивается в течение первого часа выщелачивания. Степень извлечения золота из огарков составляет 57% и 94% соответственно и увеличивается почти на 42-45% по сравнению с необожженной пробой. Степень извлечения серебра составляет порядка 92%.

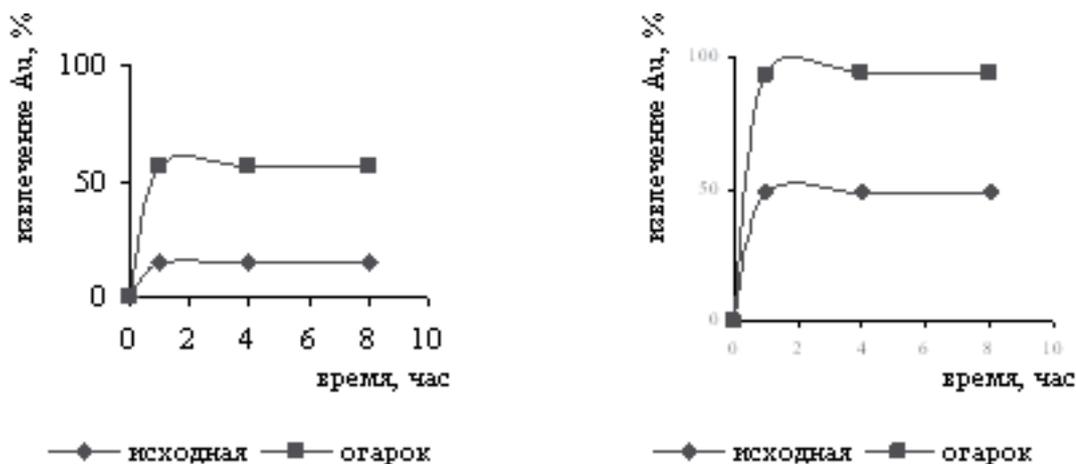


Рис. 1. Выщелачивание золота цианистым раствором: а) для класса крупности $-0,5+0,25$; б) для класса флотационной крупности.

Таким образом, обжиг золотосодержащей арсенопиритной руды с сульфидизатором в паровой атмосфере позволяет, наряду с повышением извлечения золота, снизить экологическую нагрузку на окружающую природную среду за счет перевода мышьяка в малотоксичную сульфидную форму и дополнительно выделить магнетитовый концентрат.

1. Исабаев С.М. Сульфидирование мышьяксодержащих соединений и разработка способов вывода мышьяка из концентратов и промпродуктов цветной металлургии: автореф. Дисс. ... д-ра техн. наук. Иркутск, 1991. 39 с.

2. Гуляшинов А.Н., Никифоров К.А., Антропова И.Г., Калинин Ю.О., Палеев П.Л. Роль водяного пара в пирометаллургических процессах переработки окисленных и сульфидных руд тяжелых цветных металлов // Роль минералогических исследований в решении экологических проблем. Материалы годового собрания ВМО. М., 2002. С. 13-15.

3. Антропова И.Г., Гуляшинов А.Н., Палеев П.Л. Термодинамическое моделирование процесса сульфидизирующего обжига арсенопиритсодержащего сырья в атмосфере перегретого водяного пара // Химия: фундаментальные и прикладные исследования, образование. Сб. трудов Всероссийского симпозиума. Т.1. Хабаровск, 2002. С. 39-40.

4. **Баликов С.В., Дементьев В.Е., Минеев Г.Г.** Обжиг золотосодержащих концентратов. Иркутск: Ирригредмет, 2002. 416 с.

5. Пат. 2309187 Российская Федерация, МПК7 С 22 В 11/00. Способ переработки золотосодержащих арсеникопиритных руд и концентратов / **Гуляшинов А.Н., Палеев П.Л., Антропова И.Г., Хантургаева Г.И.** - № 2006101025/02; заявл. 10.01.2006; опубл. 27.10.2007. Бюл. № 30. - 3 с.

6. **Палеев П.Л.** Переработка упорных золотосодержащих руд и концентратов // Молодые ученые Сибири. Материалы всероссийской научно-практической конференции. Улан-Удэ: ВСГТУ, 2006. С. 6-9.

МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТЫ КУН-МАНЬЁНСКОГО РАЙОНА: СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И РУДОНОСНОСТЬ (ДЖУГДЖУРО-СТАНОВАЯ ЗОНА)

А.Н. Пересторонин, В.С. Приходько, В.А. Гурьянов, Л.Л. Петухова, А.И. Солдатов
Институт тектоники и геофизики ДВО РАН им. Ю.А. Косыгина, Хабаровск,
alexperes@yandex.ru

Известно, что основная масса сульфидных Cu-Ni с платиноидами месторождений комплексных руд пространственно и генетически связана с мафит-ультрамафитовыми интрузиями древних платформ. Одни были сформированы на палеопротерозойской стадии развития древних щитов (Балтийского – Печенга, Монча и др.; Канадского – Садбери, Томпсон и др.; Южно-Африканского – Бушвельд и др.; Западно-Австралийского – Камбалда и др.), другие – при активизации платформ с массовым излиянием базальтовых магм и образованием траппов (Талнах и др.). Перспективы сульфидного Cu-Ni оруденения Алдано-Станового щита до недавнего времени связывали только с позднекембрийскими расслоенными дунит-троктолитовыми массивами, развитыми в его юго-западной части [1]. В последние годы на юго-востоке щита был выявлен новый тип сульфидных Cu-Ni рудопроявлений, представленных небольшими пластообразными и линзовидными телами мафит-ультрамафитов с прожилково-вкрапленной минерализацией [2, 3]. Наиболее изученная площадь их развития (Курумканское рудное поле) расположена в Джугджуро-Становой зоне, в междуречье Май (Удской) и Кун-Маньё, в пределах Атагского хребта. Структурно она приурочена к области сочленения Джанинского и Туксанийского блоков кристаллического фундамента щита. Здесь установлено несколько разобщенных линейно вытянутых в СЗ направлении ареалов интрузий с сульфидной Cu-Ni минерализацией (рис. 1).

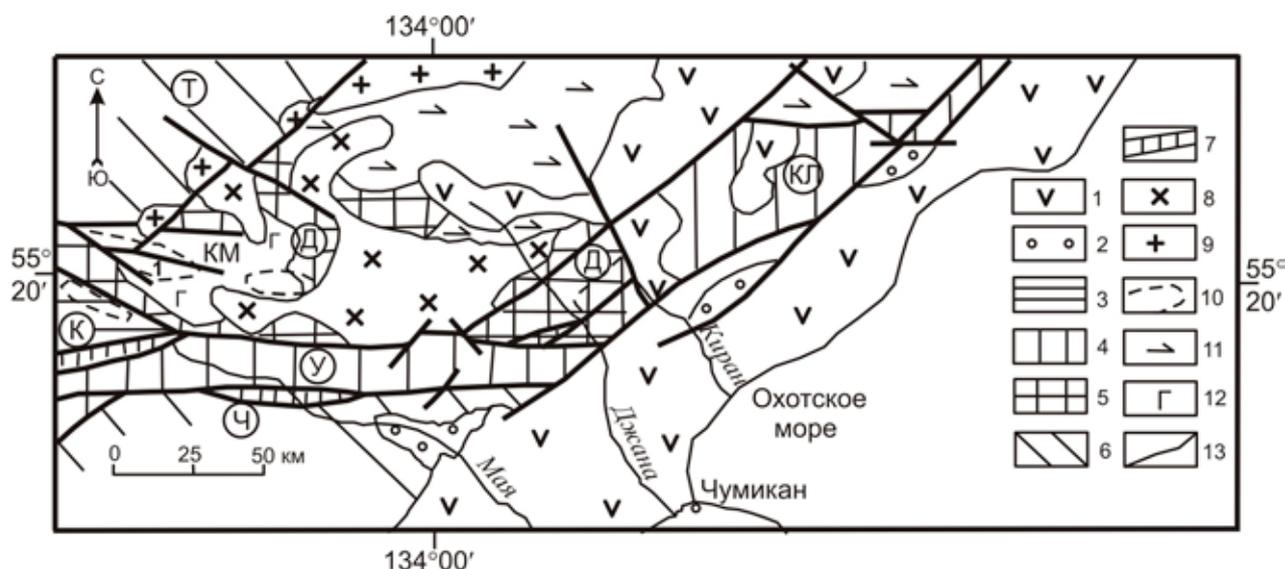


Рис. 1. Геолого-структурная схема юго-восточной окраины Алдано-Станового щита.

1 - меловые вулканиты Охотско-Чукотского пояса; 2 - осадочно-вулканогенные образования Аяно-Шевлинского перикратонного прогиба; 3-6 - раннекембрийские структуры кристаллического фундамента: 3 - Туксанийский блок сахабория (К), 4 - Удско-Майский (У) и Кирано-Лавлинский (КЛ)

гранит-зеленокаменные трогии (грабены) становия, 5-6 - блоки алдания: 5 - Джанинский гранулитогнейсо-кристаллосланцевый (Д), 6 - Тырканский гранулитогнейсовый (Т) и Чогарский гранулитокристаллосланцевый (Ч); 7 - зоны динамометаморфизма; 8 - меловые гранитоиды; 9 - палеопротерозойские граниты улканского комплекса; 10 - ареалы палеопротерозойских никеленосных мафит-ультрамафитов кунманьёнского комплекса (1 - Курумканское рудное поле); 11 - архейские анортозиты Джугджурского массива; 12 - архейские метагабброиды Кунманьёнского массива (КМ); 13 - разрывные нарушения.

Согласно договору ЗАО «Кун-Маньё» с ИТиГ ДВО РАН с 2005 по 2009 гг. авторы статьи проводили структурно-геологические и металлогенические исследования этой территории, по результатам которых были составлены геологические карты разного масштаба. Кроме этого, проводились минералого-петрографические и петрогеохимические исследования проб из керна опорных скважин и полотна траншей. Наиболее детально изучена центральная часть Курумканского рудного поля, где были сосредоточены основные объемы буровых, горнопроходческих, опробовательских и других видов работ. В её пределах выделено пять рудных залежей, четыре из которых по запасам Ni и Cu соответствующих рангу средних и мелких месторождений (рис. 2). В целом они образуют крупное Cu-Ni с Co, Pt, Pd и Au месторождение Кун-Маньё. Кроме них, на флангах рудного поля нами изучались рудопроявления, в которых также установлены промышленные содержания Ni, Cu, Co и платиноидов (на восточном – Атакан, Атага; на западном – Малый Курумкан, Чёрный Исполин).

Породы рассматриваемых тел выделены в качестве самостоятельного кунманьёнского комплекса габбронорит-пироксенит-перидотитовой формации [2]. Он представлен вебстеритами, габброноритами, лерцолитами, клино- и ортопироксенитами. Для сульфидсодержащих вебстеритов в ЦИИ ВСЕГЕИ получены изотопные датировки возраста: 1700 ± 12 млн. лет по U-Pb в цирконах, 1812 ± 66 млн. лет по Sm-Nd в пироксенах, плагиоклазах и слюдах [2, 3]. Перечисленные выше породы слагают в основном полого падающие на СВ и север 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 – крутопадающие маломощные и непротяженные линзовидно-инъекционной формы жилы. Наиболее крупные интрузии мафит-ультрамафитов, как и большинство мелких тел, имеют пластовую, плитообразную и линзовидную форму, встречаются в виде пластин. Мощность тел рудных мафит-ультрамафитов от первых метров до 63 м, в одних случаях они образуют единый «пласт», в других расщепляются на апофизы мощностью до 5, реже до 11 м.

Рудные и рудоносные тела мафит-ультрамафитов Курумканского поля прослеживаются в СЗ направлении на 40 км. В его пределах выявлено около ста тел, расположенных группами, часто в несколько ярусов по вертикали; реже отмечаются одиночные разрозненные тела. Из них около 12% содержат сульфидную Cu-Ni вкрапленность. Границы тел, как правило, резкие и ровные. В ряде скважин наблюдались контакты сложного типа в виде мелких инъекций и шширообразных новообразований во вмещающих их архейских метагабброидах Кун-Маньёнского массива. Подавляющая часть маломощных тел имеет четкие секущие контакты по отношению к гнейсовидности вмещающих их метагабброидов майско-джанинского комплекса и марагайских гранитогнейсов, полосчатости плагиогнейсов и кристаллосланцев джанинской серии. В единичных случаях у маломощных инъекционно-линзовидных тел мафит-ультрамафитов отмечались крутопадающие контакты, субсогласные с гнейсовидностью вмещающих пород. Наиболее мощные рудоносные тела мафит-ультрамафитов тяготеют к зонам древних тектонических нарушений, падающих полого ($10-25^\circ$, реже до 35°) на С-СВ и проходящих вдоль контакта тел или непосредственно по нему. Вещественным выполнением этих зон являются плотные и массивные бластомилониты, представленные слюдяно-эпидот-амфиболовыми, хлорит-актинолитовыми и полевошпат-кварц-тремолит-актинолитовыми сланцами и микрогнейсами [2, 3]. Располагаясь субпараллельно друг другу, пологопадающие зоны древних тектонических нарушений образуют структуры типа чешуйчатых надвигов; в них рудоносные интрузии располагаются в 2-3 яруса по вертикали. Повсеместно отмечается структурно-тектоническое несогласие этих тел и вмещающих их бластомилонитов зон пологих тектонических нарушений со структурами кристаллического фундамента. Морфология рудоносных тел мафит-ультрамафитов в основном определяется характером этих тектонических зон.

Установлено, что полого падающие на С-СВ пластообразные тела мафит-ультрамафитов в шовных тектонических зонах, дискордантных по отношению к складчатым структурам кристаллического фундамента, образуют структурную основу Курумканского рудного поля. Мощность зон бластомилонитизации в подошве рудных тел варьирует от нескольких сантиметров до первых десятков метров, в кровле редко превышает 1-3 м. Для бластомилонитов этих зон характерны линзовидно-послойные, плейчатые, сланцеватые с элементами будинирования и пластического течения текстуры. В подошве ряда тел в зонах бластомилонитизации наблюдались наклонные изоклинальные складки в сульфидизированных сланцах, которые по всей вероятности являются складками волочения. В большинстве случаев процессы рассланцевания и бластомилонитизации развиты по вмещающим телам мафит-ультрамафитов метагабброидам, гнейсам, гранито-гнейсам, реже по породам самого

рудоносного комплекса. В последнем случае они приобретают сланцеватость трещинного типа со следами хрупко-пластических деформаций. В приподошвенной и прикровельной частях ряда тел мафит-ультрамафитов встречаются редкие шпирообразные обособления пироксенитов, габброноритов, перидотитов, вебстеритов с расплывчатыми контурами, участками – их ксенолиты с четкими контактами. Иногда они уплощенной и линзовидно-растянутой вдоль контакта формы. В интервале мощностью от 1 до 10-25 см приконтактовой подошвенной, реже кровельной частей пластовых тел плагиоибестеритов и вебстеритов участками просматривается «такситовость», т.е. ориентированность вдоль их контактовой поверхности с бластомилонитами наиболее крупных зерен плагиоклаза, роговой обманки и слюд. В отдельных случаях имеют место тектонически-сорванные контакты рудоносных тел с вмещающими породами, иногда с зеркалами скольжения. Но чаще всего такие контакты трещиноваты и затушеваны наложенными значительно более поздними процессами.

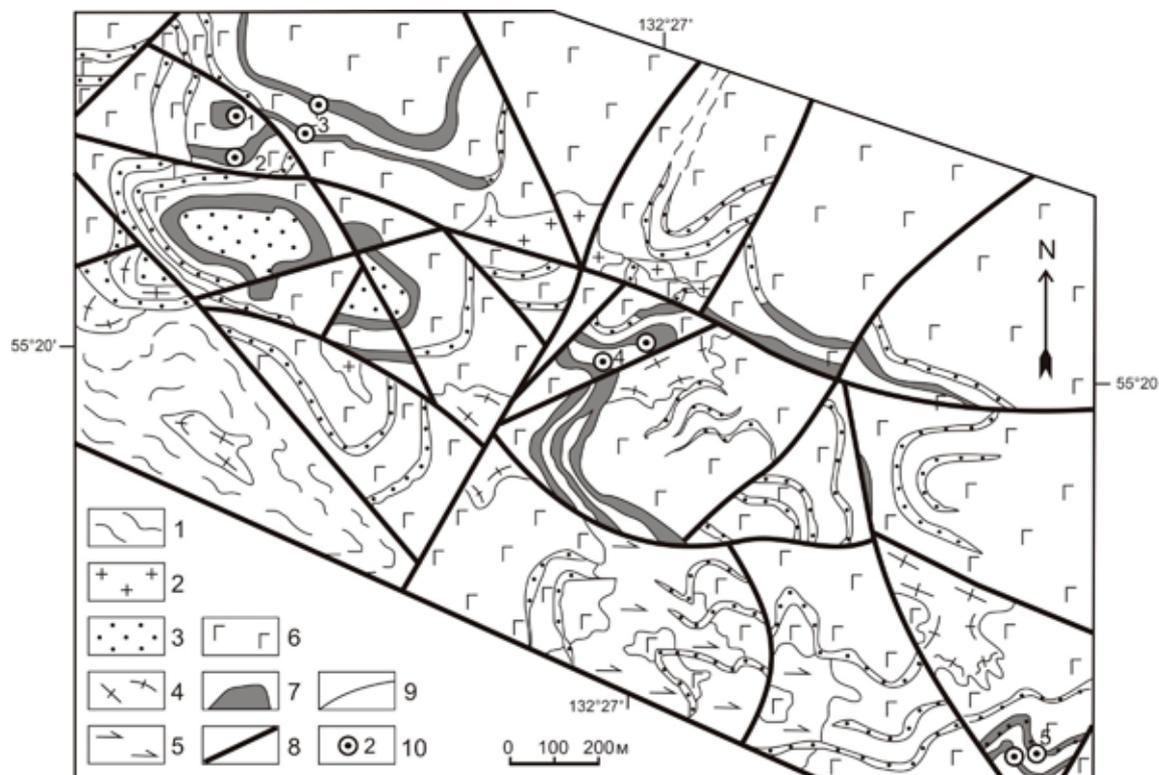


Рис.2. Схематическая геологическая карта центральной части Курумканского рудного поля.

1 - пироксеновые плагиогнейсы и кристаллосланцы джанинской серии; 2 - меловые гранитоиды; 3 - палеопротерозойские мафит-ультрамафиты кунманьенского комплекса; 4-6 - архейские образования: гранито-гнейсы марагайского (4), анортозиты древнеджугджурского (5) и метагабброиды майскоджанинского (6) комплексов; 7 - тела мафит-ультрамафитов с сульфидной Cu-Ni минерализацией; 8 - разрывные нарушения; 9 - геологические границы; 10 - месторождения и рудопроявления (1 - Шляпа, 2 - Треугольник, 3 - Фалкон, 4 - Икэн, 5 - Кубук).

Сульфидные руды оконтуриваются в виде пластообразных залежей, повторяя контуры материнских тел. В составе залежей преобладают рядовые вкрапленные руды; богатые густовкрапленные руды локализуются в висячем и лежачем боках тел мафит-ультрамафитов. Брекчиевые и сплошные руды располагаются на контакте с вмещающими породами, иногда выходя за пределы тел. Главными минералами в составе сульфидных руд являются (вес. %): пирротин (60-80), пентландит (10-25), халькопирит (10-20), пирит (0-10); реже встречаются магнетит, ильменит, борнит, халькозин, бравоит, виоларит, никелин. В целом для рудных залежей характерно преобладание прожилково-вкрапленных руд с содержаниями Ni от 0.46 до 0.9%, а Cu от 0.11 до 0.2%. Вкрапленники сульфидов, размером от 0.01 до 0.5 мм, реже до 3 мм, сложены преимущественно агрегатами зерен пирротина в сростании с пентландитом и халькопиритом. Гнездообразные выделения сульфидов имеют зазубренно-извилистые очертания, мелкие их вкрапления характеризуются уплощенной формой. До 30-50% объема брекчиевых руд составляют обломки вмещающих пород, размером до 5 см. Содержания Ni в брекчиевых рудах достигают 5.48%, Cu – 2.33%, Co – 0.053%, Ag – 56.5 г/т, Pt – 2.94 г/т. Сплошные руды с массивной текстурой имеют, как правило, небольшую мощность; они характери-

зуются высокими концентрациями Ni (до 12.76%) и Cu (до 0.75%), Pt и Pd (до 4 г/т). Кроме них, в титано-магнетитовом цементе брекчий пегматитов установлены содержания Pt до 13.26 г/т, Ag – 20.2 г/т, Ti – 1.48 %, Ni – 0.149 % .

Распределение сульфидной медно-никелевой минерализации в пределах материнских интрузий контролируется первично-магматическими элементами их внутренней структуры и наложенными структурными преобразованиями. Выделяются два её типа: сингенетический и эпигенетический. Первый представлен рассеянной мелкой вкрапленностью сульфидов, ко второму относятся прожилково-вкрапленные, брекчиевые и жильные руды.

По данным исследований последних лет, в пределах Атагского хребта закартировано несколько разобщенных ареалов интрузий мафит-ультрамафитов с сульфидной Co-Cu-Ni с платиноидами (до 1 г/т) минерализацией, которые по своим параметрам и прогнозируемым ресурсам рудных компонентов отвечают рангу рудных и рудоносных зон и полей. Небольшие ареалы и рои тел мафит-ультрамафитов с аналогичной минерализацией установлены севернее, восточнее, западнее и южнее на некотором удалении от Курумканского рудного поля (Ян-Хэгдэ, Укикан, Кустак, Борогон, Утанах). Ввиду их разобщенности они рассматриваются в качестве самостоятельных потенциально рудоносных структур. Исходя из анализа материалов геохимических и аэрогеофизических съемок, все эти рудоносные структуры являются составными частями нового рудного Cu-Ni с платиноидами Кун-Маньёнского района с одноимённым месторождением в центральной его части (рис. 2).

Работа выполнена в рамках интеграционных программ ОНЗ РАН «Строение и формирование основных геологических структур подвижных поясов и платформ (проект № 09-01- ОНЗ-10)» и РФФИ (проект № 09-08-10014).

1. Балыкин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Петрова Т.Е. Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. Новосибирск: Наука, 1986. 204 с.

2. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н., Петухова Л.Л., Потоцкий Ю.П., Соболев Л.П., Абдиязов П.А., Матюша И.П. Никеленосные мафит-ультрамафиты Восточного Становика // Материалы Дальневосточной региональной конференции. Магадан, СВНЦ ДВО РАН, 2006. С. 117-119.

3. 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. 2009. т. 425, № 3. С. 505-508.

ИССЛЕДОВАНИЕ СОРБЦИИ ИОНОВ МЕДИ (II) ПРИРОДНЫМИ ЦЕОЛИТАМИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХОЛИНСКОЕ И ЦАГААНЦАВ

А.А. Полуэктова, Г.И. Хантургаева

Байкальский институт природопользования СО РАН, Улан-Удэ, 3х3х3@bk.ru

Количество твердых отходов переработки руд на горно-обогатительных предприятиях России постоянно увеличивается. Вместе с тем, накоплены значительные объемы жидких отходов переработки, представленных шахтными и подотвальными дренажными водами хвостохранилищ [1]. Длительное складирование хвостов обогащения приводит к загрязнению окружающей среды.

Жидкие отходы с хвостохранилищ поступают в окружающую среду без соответствующей очистки с концентрацией химических веществ на несколько порядков превышающих установленные нормы ПДК.

В последние годы широко используются природные материалы в качестве сорбентов для удаления ионов тяжелых металлов из водных сред различной природы [2-3].

Большой интерес в настоящее время проявляется к исследованию сорбционных свойств местных природных цеолитов, которые обладают достаточной сорбционной емкостью, доступностью, простотой использования и низкой стоимостью. Закономерности сорбции ионов тяжелых металлов из растворов на природных цеолитах исследованы в основном применительно к водоподготовке и очистке сточных вод [4-6].

Целью данной работы являлось сравнительный анализ физико-химических свойств цеолитов месторождений Холинское и Цагаанцав и исследование механизма их сорбционной способности к ионам меди.

В таблице 1 представлены данные по структуре и свойствам используемых в работе цеолитов Холинского и Цагаанцавского месторождений, определяющие их сорбционные и кинетические характеристики.

Таблица 1

Физико-химические свойства природных цеолитов

Состав и свойства	Месторождение	
	Цагаанцав	Холинское
Содержание цеолита, %	52,4	65,0
Состав цеолита	$(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca})_5\text{Al}_6\text{Si}_{30}\text{O}_{72} \cdot x18\text{H}_2\text{O}$	$(\text{Na}, \text{K})_4\text{CaAl}_6\text{Si}_{30}\text{O}_{12} \cdot x20\text{H}_2\text{O}$
SiO ₂	73,90	70,44
Al ₂ O ₃	10,99	12,11
SiO ₂ /Al ₂ O ₃ (молярное)	12,3	10,2
Насыпная плотность, кг/м ³	805	914
Порозность, %	3,5	11,0
Доля открытых пор, % масс.	27	31
Водонасыщаемость, см ³ /г	0,081	0,266
Коэф-т распределения меди (II) (при C ₀ =20 мг/л, pH 5)	21,5	20,0

Значение SiO₂/Al₂O₃ показало, что цагаанцавский цеолит, как и холинский, относится к высококремнистым цеолитам, обладающим кислотостойкостью, что дает возможно использовать их в кислой среде.

Изучение кинетики сорбции на природных цеолитах имеет важное значение для оценки возможности использования этих минералов в качестве ионообменников. Исследование кинетики сорбции проводилось на модельных растворах сульфата меди с исходной концентрацией 100 мг/дм³.

Сорбцию меди (II) проводили на холинском и цагаанцавском цеолитах: на исходных цеолитах (рис.1), на цеолитах, выдержанных при температуре 400°C в печи в течение 3 часов (рис.2), и на цеолитах, выдержанных в СВЧ-печи при мощности равной 300 W в течение 12 минут (рис.3).

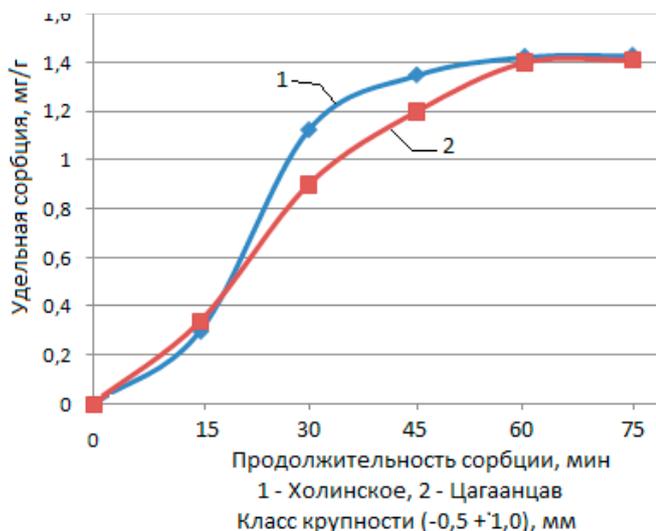


Рис. 1. Кинетика сорбции меди на исходных цеолитах

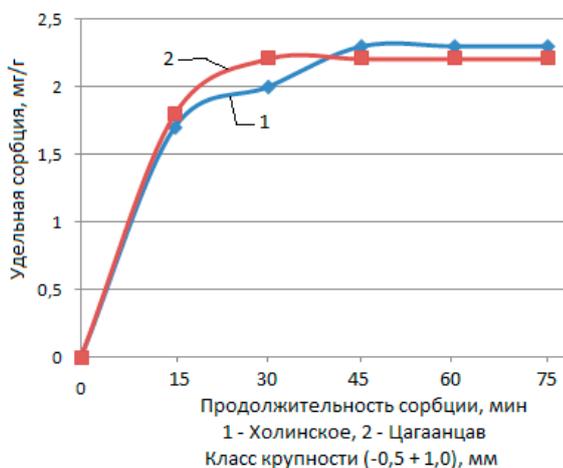


Рис. 2. Кинетика сорбции меди на цеолитах выдержанных при температуре 400 °C

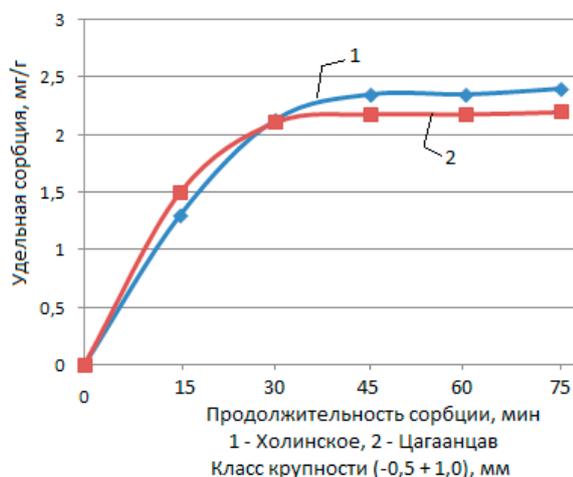


Рис. 3. Кинетика сорбции меди на цеолитах, выдержанных в СВЧ-печи

Анализ полученных результатов показывает, что при сорбции на прокаленных цеолитах при температуре 400°C и при использовании цеолитов, выдержанных в СВЧ-печи скорость сорбции ионов меди увеличивается, так как увеличивается поверхность обмена (рис.2 и 3), причем в большей степени увеличивается поверхность обмена для цеолитов, выдержанных в СВЧ-печи.

Изотермы сорбции меди были получены методом переменных концентраций. Значения адсорбции рассчитывали по формуле Гиббса (рис.4-6).

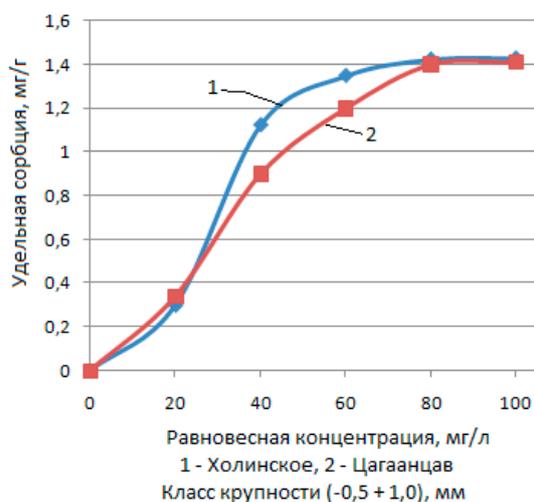


Рис.4.Изотерма сорбции меди на исходных цеолитах

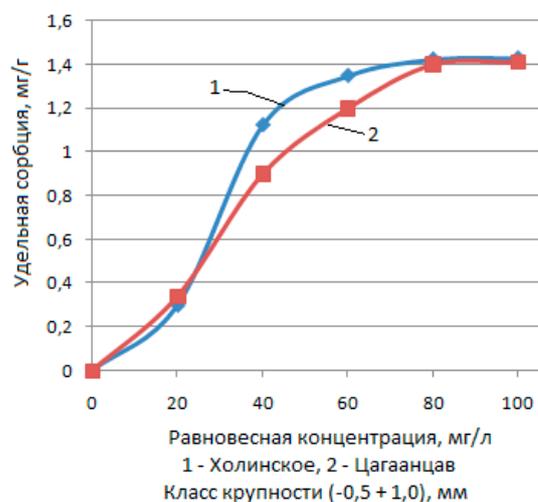


Рис.4.Изотерма сорбции меди на исходных цеолитах

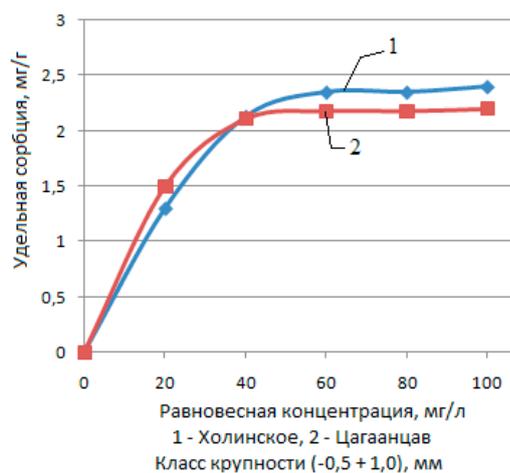


Рис.6.Изотерма сорбции меди на цеолитах, выдержанных в СВЧ-печи

Анализ рис. 4-6 свидетельствует о пропорциональной зависимости между удельной адсорбцией и концентрацией во всем интервале (до 100 мг/л).

1. Смирнов Д.Н., Генкин В.Е. Очистка сточных вод в процессах обработки металлов. М.: Metallurgy, 1980. 195 с.
2. Когановский А.М. Адсорбция и ионный обмен в процессах водоподготовки и очистки сточных вод. Киев: Наук. Думка, 1983. 240 с.
3. Рабо Дж. Химия цеолитов и катализ на цеолитах. М.: Мир, 1980. 506 с.
4. Смирнов А.Д. Сорбционная очистка воды. Л.: Химия, 1982. 168 с.
5. Клячков В.А., Апельцин И.Э. Очистка природных вод. М.: Стройиздат, 1971. 579 с.
6. Аширов А. Ионообменная очистка сточных вод, растворов и газов. Л.: Химия, 1983. 295 с.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ СИСТЕМ, КОМПЛЕКСОВ И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ЮЖНЫХ РЕГИОНОВ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА НА НЕМЕТАЛЛЫ

В.С. Полянин¹, Р.Ф. Вафин²

¹Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, root@geolnerud.net

²Центральный научно-исследовательский институт геологии неметаллических
полезных ископаемых, Казань, root@geolnerud.net

В результате проведенного палеогеодинамического и минерагенического анализа стратифицированных и нестратифицированных геологических комплексов, слагающих южные регионы Сибири и Дальнего Востока, определена пространственная приуроченность месторождений неметаллов к определенным геодинамическим системам, комплексам и геологическим формациям и составлена Прогнозно-минерагеническая карта названного региона масштаба 1:2500000.

Наиболее богатыми и разнообразными в минерагеническом отношении (по количеству вмещаемых геолого-промышленных типов месторождений и интенсивности проявления процессов рудогенеза) по сравнению с другими геодинамическими системами являются рифтогенно-спрединговая, представленная офиолитами, и пассивно-окраинная (в особенности ее карбонатно-кремнистая и терригенно-карбонатно-кремнистая составляющие).

Рифтогенно-спрединговая геодинамическая система является наиболее продуктивной среди других. В офиолитах Сибири и Дальнего Востока локализованы месторождения и перспективные проявления следующих видов минерального сырья (в скобках – названия геолого-промышленных их типов): 1) хрома (кемпирсайский); 2) меди (кипрский); 3) ртути (лиственитовый); 4) золота (лиственитовый); 5) хризотил-асбеста (баженовский и баженовский термальнометаморфизованный); 6) талькового камня (апоультрамафитовый); 7) жадеита (апоультрамафитовый); 8) нефрита (апоультрамафитовый); 9) яшмы и родонита; 10) серпентинитов и лиственитов.

По возрасту (времени становления) в южных регионах Сибири и Дальнего Востока выделяются офиолиты среднего-позднего рифея, венда - раннего кембрия, раннего палеозоя, позднего палеозоя - раннего мезозоя и раннего-позднего мезозоя.

Разновозрастные офиолиты характеризуются индивидуальной минерагенической специализацией.

Анализ показывает, что минерагеническая специализация офиолитов Сибири и Дальнего Востока по мере их омоложения претерпевает существенные изменения. Так ультрамафиты в составе офиолитовой ассоциации рифея, развитые в Восточном Саяне, вмещают крупные-средние месторождения высокосортного хризотил-асбеста баженовского геолого-промышленного типа, крупные месторождения ювелирного и поделочного нефрита, многочисленные месторождения талькового камня, перспективные проявления ломкого хризотил-асбеста. При этом установлено, что вулканогенные члены офиолитовой ассоциации среднего-позднего рифея нерудоносны.

Ультрамафиты дунит-гарцбургитовой ассоциации венд-раннекембрийского возраста, локализованные, в основном, в западной части региона (Кузнецкий Алатау, Западный Саян, Западная Тува), вмещают крупные-средние месторождения хризотил-асбеста баженовского типа с повышенным содержанием текстильных сортов волокна, средние месторождения ювелирного и ювелирно-поделочного жадеита, мелкие месторождения поделочного нефрита и талькового камня. В вулканитах офиолитовой ассоциации венда - раннего кембрия локализованы также перспективные проявления медноколчеданных руд, предположительно принадлежащие кипрскому типу.

Офиолиты палеозоя и мезозоя, развитые в восточной части региона, представлены, в основном, вулканогенно-терригенно-кремнистыми и вулканогенно-терригенными комплексами с редкими мелкими телами ультрамафитов. В составе вулканогенно-терригенно-кремнистых толщ этого возрастного интервала известны промышленные месторождения ювелирно-поделочных яшм и родонита, перспективные проявления талькового камня и поделочных лиственитов, а также ряд перспективных потенциально баритоносных площадей.

Синхронные с рифтогенно-спрединговыми разновозрастные *пассивно-окраинные геодинамические системы* и, в особенности, их карбонатно-кремнистая, терригенно-карбонатно-кремнистая и карбонатная составляющие специализированы на апокарбонатные тальк и хризотил-асбест, стратиформный барит, микрозернистые фосфориты, магнезиты, а также волластонит, цементное карбонатное сырье и апокарбонатный нефрит. При этом наиболее продуктивными на названный комплекс

полезных ископаемых являются древние (R-PZ₁) комплексы.

Высокопродуктивной является также *геодинамическая система энсиалических островных дуг – активных континентальных окраин андийского типа*. При этом наиболее интересная и редкая минерализация (чароит, хромдиопсид, аметист, горный хрусталь, плотнокристаллический графит) формируется в пределах зон тылового рифтогенеза, где пользуются развитием интрузии сиенитов, гранитоидов повышенной щелочности и нефелиновых сиенитов. В составе туфогенно-терригенной (песчано-аргиллитовой) угленосной формации в названных зонах локализованы месторождения щелочных бентонитов.

В пределах вулcano-плутонических поясов в составе активных континентальных окраин, где интрузии гранитоидов прорывали сформированные в пределах более древних пассивных континентальных окраин карбонатные отложения повышенной и высокой магнезиальности (доломиты, магнезиты), были сформированы месторождения апокарбонатных маложелезистых талька, хризотил-асбеста и волластонита.

Вулканические и осадочно-вулканические формации известково-щелочной серии вулcano-плутонических поясов специализированы на цветные камни (благородный опал, цветные халцедоны), а риолитовой – на щелочно-щелочноземельные бентониты, цеолитовые породы, полевые шпаты и цветные халцедоны.

Низкой продуктивностью на неметаллы отличаются геологические комплексы, сформированные в пределах *энсиматических островных дуг*.

Минерагенический облик *коллизийной геодинамической системы* определяется, в первую очередь, калиевыми гранитоидами, с которыми генетически связано формирование месторождений ряда цветных камней (бериллов – аквамарина, воробьевита; топаза, турмалина и др.) и высококалийных полевых шпатов. С кислыми породами туфогенно-вулканогенной группы формаций, принадлежащих коллизийной геодинамической системе, связано формирование месторождений цеолитовых и цеолитосодержащих пород, полевых шпатов и флюорита.

Месторождения щелочно-щелочноземельных и щелочных бентонитов, цеолитовых пород, родусит-асбеста и поделочного родусита локализованы в отложениях разной формационной принадлежности, входящих в состав разновозрастных *периколлизийных геодинамических систем*.

С осадочными отложениями *платформенной геодинамической системы* связан комплекс неметаллических полезных ископаемых, формирующихся в областях континентального, в основном – лимнического (поваренная соль, сульфат натрия, магниевые соли, магнезит хемокластогенный, каолиниты и каолинитсодержащие пески) и морского (калийные соли, поваренная соль, цементное карбонатное сырье, гипс, известняки, доломиты и др.) литогенеза.

Геодинамические комплексы областей эпиплатформенного внутриконтинентального рифтогенеза имеют триасовый (Кузнецкая впадина), раннемеловой (Западное Забайкалье) и олигоцен-четвертичный (Байкало-Хубсугульский, Нижнеамурско-Бикино-Уссурийский, Восточно-Сихотэ-Алиньский вулcano-плутонические пояса) возраст.

С вулканогенными комплексами, слагающими триасовые рифтогены в контурах Кузнецкой впадины, связаны месторождения цеолитовых пород (Пичкасское) и цветных халцедонов (агатов), неотектонические пояса вмещают месторождения хризолита и перспективные проявления сапфира, хризолита, гиацинта, агатов и др.

В терригенных отложениях рифтогенных структур раннемелового возраста в Западном Забайкалье известны месторождения бентонитоподобных глин и буроголивые месторождения, в неотектонических – россыпные месторождения и проявления нефрита, россыпные проявления благородного корунда (рубина и сапфира) и др. цветных камней.

Минерагеническая специализация терригенных (склоновых и аквальных) отложений областей проявления *неотектонического эпиплатформенного орогенеза* подобна свойственной отложениям, слагающим рифтогенные структуры.

Метаморфические раннедокембрийские комплексы, слагающие кристаллические глыбы в контурах и обрамлении Сибирской платформы (Алдано-Становой щит, Бирюсинская и Шарыжалгайская глыбы) и фундамент структур типа палеомикроконтинентов (Теректинская, Джебашская, Дербинская, Хамар-Дабанская, Ханкайско-Буреинская кристаллические глыбы) по минерагенической специализации принципиально отличаются от описанных выше комплексов неогей.

Глубокометаморфизованные раннедокембрийские геологические комплексы, слагающие Алдано-Становой щит, принадлежат следующим геодинамическим системам (в скобках – вмещаемые виды неметаллов): пермобильной (графит кристаллический), проторифтогенной (железо, апатит, флогопит, бор, ювелирный рубин, поделочный и облицовочный анортозит), гранито-гнейсового тектогенеза (apatит, графит кристаллический), гранит-зеленокаменных областей (apatит, высокоглиноземное сырье, листовой мусковит).

В раннедокембрийских метаморфических комплексах амфиболитовой и гранулитовой фаций, слагающих структуры типа палеомикроконтинентов и кристаллических глыб, сконцентриро-

ваны месторождения листового и мелкозернистого мусковита, высококалийного полевого шпата (Бирюсинская глыба), магнетита и апокарбонатного талька (Шарыжалгайская глыба), графита (Ханкайско-Буреинский кристаллический массив) и другие. Наименее продуктивными среди слагающих названные структуры отложений являются терригенные по составу геологические комплексы западной части региона (Теректинская, Джебашская глыбы и др.), метаморфизованные в Р-Т-условиях зеленосланцевой фации.

Таким образом, становление и развитие геологических комплексов и формаций каждой из геодинамических областей сопровождается формированием определенных геолого-промышленных типов месторождений.

Явления конвергенции в процессах образования сходных типов месторождений неметаллов в областях господства различных геодинамических режимов появляются редко. К типу «конвергентных» относятся месторождения цеолитовых пород, щелочных бентонитов, полевошпатового сырья и цветных халцедонов (агат и др.).

ЗОЛОТО-ПОРФИРОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОНГОЛО-ОХОТСКОЙ ЗОНЫ

В.Ю. Прокофьев¹, Н.С. Бортников¹, Л.Д. Зорина²

¹Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии
и геохимии РАН, Москва, vpr@igem.ru

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск

В настоящее время возрос интерес к месторождениям «порфиорового» типа в связи с увеличением их экономического значения. Кроме медно- и молибден-порфиоровых, среди них стали выделять олово-порфиоровые и золото-порфиоровые месторождения. Во всем мире обнаружены новые золото-порфиоровые месторождения, в том числе гиганты Грасберг и Ладолэм. На территории России перспективны в плане обнаружения таких месторождений вулканогенные металлогенические провинции. Традиционно поиски порфиорового оруденения ведутся в Охотско-Чукотском вулканическом поясе. Однако не меньшего внимания в этом плане заслуживает территория Монголо-Охотской зоны, и прежде всего Восточное Забайкалье.

За долгую историю изучения металлогенические концепции для Восточного Забайкалья многократно менялись. С.С. Смирнов (1936) выделял линейные металлогенические пояса, контролируемые распределением оловянно-вольфрамовых, молибденово-золотых, полиметаллических и др. месторождений. Золотое оруденение им связывалось с верхней юрой. Коренные месторождения Au С.С. Смирнов разделял по минеральному составу на кварцевые (Верхне-Ононские месторождения), сульфидно-кварцевые (Дарасун), кальцитово-кварцевые (Балей) и арсенопирит-полиметаллические. Ю.А. Билибин связывал эндогенное оруденение с магматизмом и выделил ряд интрузивных и сопряженных с ними минеральных комплексов, формировавшихся в последовательные этапы магматической и гидротермальной деятельности. Группой исследователей под руководством И.Н. Томсона было обосновано представление о сводово-глыбовом строении региона и автономном тектоно-магматическом развитии отдельных блоков.

Региональное изучение гранитоидного магматизма Монголо-Охотской зоны в 1998 г. привело П.В. Ковалева к выводу о широком развитии в ней флюидно-магматических систем с медно-молибден-порфиоровым оруденением. Магматическую обстановку в таких системах он характеризовал длительным и сложным развитием, при котором на ранний гранитоидный магматизм накладываются поздние вулканические трахибазальт-трахиандезитовые и субвулканические собственно порфиоровые тела.

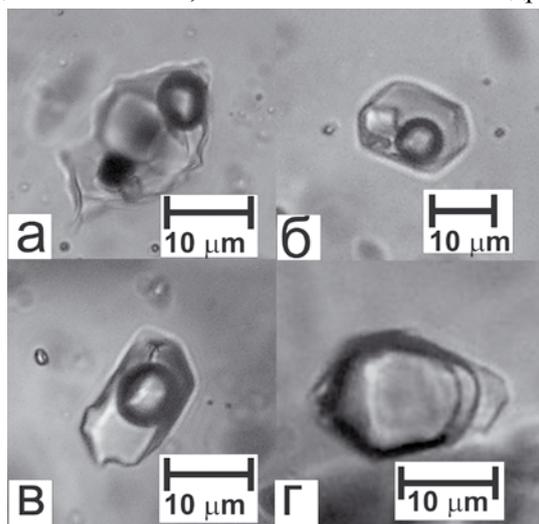


Рис. 1. Типы первичных ФВ в кварце ранних ассоциаций золоторудных жил месторождений Дарасунского рудного поля: а, б - многофазовые хлоридных растворов, в - двухфазовые разбавленных растворов, г - существенно газовые (с каймой CO₂).

Многолетние систематические исследования флюидных включений в минералах руд месторождений Au Восточного Забайкалья позволили получить новую информацию об их генезисе, не согласующуюся с прежними представлениями о металлогении Au в регионе. Наиболее важные факты перечислены ниже.

При термобарогеохимическом исследовании руд месторождения Дарасун в раннем кварце рудных жил были обнаружены ассоциации сингенетичных флюидных включений высокотемпературных хлоридных рассолов (рис. 1) и существенно газовые включения [1-4], характерных для порфировых месторождений [5-7 и др.]. Месторождение Дарасун долгое время считалось классическим среднеглубинным месторождением [8, 9 и др.], что в соответствии с известной классификацией В. Линдгрена соответствует мезотермальным месторождениям. Позднее было показано, что месторождение Дарасун имеет комплекс геолого-минералогических признаков медно-порфировых месторождений [10, 11]. Поскольку оно представляет один из двух основных типов золотого оруденения Забайкалья, был сделан вывод о наличии в регионе золотого-порфирового оруденения. Позже к аналогичному выводу пришли и другие исследователи [12 и др.]. Похожие ассоциации флюидных включений обнаружены и на ряде других месторождений региона: Карийском [13, 14], Талатуй [15, 16], Теремкинском [17, 18].

Доказательство порфировой природы месторождения Талатуй в Дарасунском золоторудном поле и принадлежности его к нетрадиционному золото-порфировому типу, локализованному во вмещающих магматических породах основного состава (габброидах) палеозойского возраста [15, 16]. Такой вывод был сделан не только на основании изучения флюидных включений, а на целом ряде геолого-минералогических фактов. Наличие зональности в расположении метасоматитов на месторождении Талатуй (пропилиты → высокотемпературные пропилиты с флогопитом → ортоклазиты) однозначно доказывает порфировую природу этого объекта.

С различиями по глубине хорошо согласуется выявленная минералогическая и геохимическая зональность как в пределах разных горизонтов отдельных месторождений золота, так и при сравнении разных месторождений в зависимости от температуры и глубины формирования руд [18, 11 и др.]. Из наиболее важных фактов можно назвать закономерное распределение минералов теллура, а также изменения состава пирита, самородного золота и турмалина в рудах. Минимальное количество теллуридов обнаружено в рудах месторождения Талатуй – пильзенит и гессит. В рудах Теремкинского месторождения теллуриды распространены более широко: выявлены тетрадимит [19], жозеит А, жозеит В, пильзенит и гессит. Наибольшее разнообразие минералов теллура наблюдается в рудах месторождения Дарасун, где, кроме сульфотеллуридов (тетрадимит, жозеит А, жозеит В) и теллуридов Bi (пильзенит, цумоит, хедлейит, теллуровисмутит) и Ag (гессит) [8, 20, 21], встречаются алексит, волинскит и петцит. Кроме того, в рудах месторождения Дарасун были описаны и другие теллуриды золота [8], которые, по-видимому, были характерны для верхних горизонтов месторождения и в настоящее время при отработке глубоких горизонтов не встречаются. Состав самородного золота изменяется вполне закономерно: наиболее высокопробное Au наблюдается в рудах месторождения Талатуй (997-777‰), пробность золота Теремкинского месторождения несколько меньше (928-655‰), а Au месторождения Дарасун содержит еще больше серебра (896-590‰).

Параметры формирования руд и состав рудообразующих флюидов хорошо согласуются с минералого-геохимической зональностью рудного поля. В кварце из руд всех трех месторождений обнаружены первичные, первично-вторичные и вторичные флюидные включения, по фазовому составу разделенные на три типа. По сингенетичности существенно газовых и газовой-жидких флюидных включений установлено гетерогенное состояние рудообразующего флюида во время рудоотложения. Диапазон температур и концентраций солей в рудообразующем флюиде всех трех месторождений Дарасунского рудного поля неодинаков: Дарасун (430-120°C, 1560-60 бар, 44.8-0.7 мас. % экв. NaCl), Теремкинского (466-118°C, 410-70 бар, 40.6-1.2 мас. % экв. NaCl) и Талатуй (611-32°C, 3370-150 бар, 56.3-0.4 мас. % экв. NaCl).

Различия в минералогии и условиях формирования руд многих месторождений можно объяснить тем, что эти объекты представляют разные по глубине уровни единой зональной по вертикали флюидно-гидротермальной рудообразующей системы. Наиболее высокотемпературные минеральные ассоциации с магнетитом наблюдаются в рудах месторождения Талатуй, для которого зафиксированы наиболее высокие температуры гомогенизации и величины солёности минералообразующих флюидов, наиболее высокопробное золото и минимум минералов теллура. На месторождении Дарасун наблюдаются более низкие температуры начала процесса, Au меньшей пробности и наибольшее разнообразие минералов Te, в том числе теллуриды Au. Оруденение балецкого типа представляет верхний уровень системы.

Полученные нами данные позволяют рассматривать золоторудные месторождения Восточного Забайкалья как продукты единой порфирово-эпитермальной флюидно-магматической системы (рис. 2), возникшие на разных уровнях относительной глубины от верхнего уровня (эпитермальные месторождения Балецкое и Тасеевское) до среднего уровня (месторождения Дарасун, Средне-Голготайское и

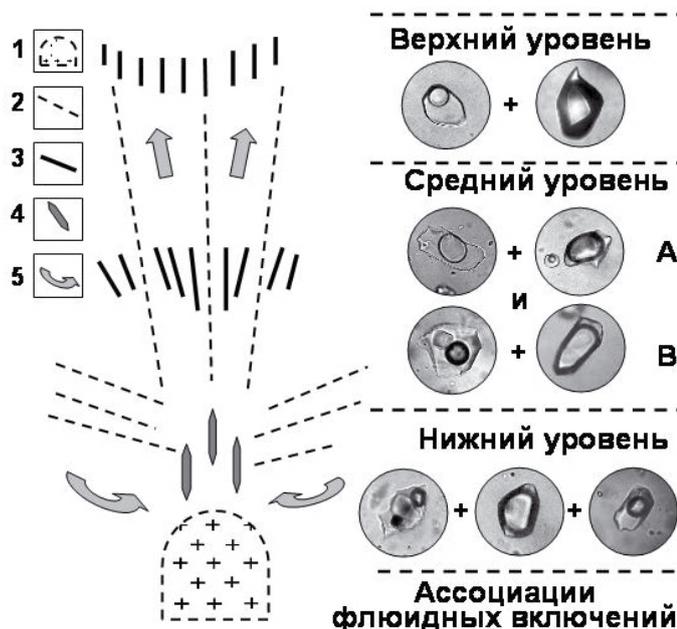


Рис. 2. Модель золотоносных флюидно-магматических рудообразующих систем с вертикальной зональностью: Нижний уровень - метасоматические Au-турмалин-пирит-магнетитовые рудные тела (ассоциации высокотемпературных хлоридных рассолов, газовых и газовой-жидких флюидных включений); средний уровень - Au-турмалин-кварц-сульфидные рудные жилы (два типа ассоциаций флюидных включений: А - хлоридные рассолы и газовые включения, и В - двухфазовые газовой-жидкие и газовые включения); верхний уровень - эпitherмальные Au-адуляр-кварцевые жилы (ассоциация газовой-жидких и газовых включений).

1 - субвулканические гранодиорит-порфиры, 2 - разломы, 3 - Au рудные жилы, 4 - метасоматические Au рудные тела, 5 - направление движения флюидов.

Новый взгляд на природу золоторудных месторождений Забайкалья связан с новыми перспективами поиска золото-порфировых месторождений. Благоприятными признаками для выявления месторождений такого типа могли бы служить: 1) разные фации пропицитов, приуроченные к рифтогенным структурам; 2) турмалинизация, связанная с малыми интрузиями богатых калием гранодиорит-порфиров; и 3) флюидные включения высокотемпературных хлоридных рассолов в кварце.

Работа выполнена при финансовой поддержке программ ОНЗ-2 РАН, РФФИ (проекты 09-05-12037-офи_м и 09-05-00697-а) и проекта МПГК Юнеско IGCP 540.

1. Прокофьев В.Ю., Зорина Л.Д. Флюиды и рудообразование в Дарасунской вулканотектонической структуре // Тез. докл. III региональной конференции «Палеовулканизм Сибири (геодинамика, вулканотектонические структуры и металлогения). 28-30 мая 1991 г. Томск, 1991. С. 115-116.

2. Prokofyev V.Yu., Zorina L.D. Fluid inclusion of the Darasun gold-sulfide ore-magmatic system // International symp. on fluid inclusion in gold deposit research and prospecting. Abstracts. COFFI symp. Beijing, China, 1992. P. 66-67.

3. Прокофьев В.Ю., Зорина Л.Д. Эволюция флюидов Дарасунской рудно-магматической системы (Восточное Забайкалье) // Доклады РАН. 1994. Т. 335, №2. С. 206-209.

4. Прокофьев В.Ю., Зорина Л.Д. Флюидный режим Дарасунской рудно-магматической системы (Восточное Забайкалье) по данным исследования флюидных включений // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, №5. С. 50-61.

5. Roedder E. Fluid inclusion studies on the porphyry-type ore deposits at Bingham, Utah, Butte, Montana, and Climax, Colorado // Econ. Geol. 1971. V. 66. P. 98-120.

6. Nash J.T. Fluid-inclusion petrology – Data from porphyry copper deposits and applications to explorations. Washington: US government printing office, 1976.

др.) и глубокого (месторождения Талатуй, Карийское и др.). В последнее время появляются данные о близости возрастов месторождений Дарасун и Балей, свидетельствующие в пользу того, что различия в их геологическом строении и минеральном составе руд связаны с разной глубиной их формирования. Это хорошо согласуется с концепцией формирования этих месторождений на разных уровнях глубинности единой флюидно-магматической порфирово-эпitherмальной системы. Золотое оруденение такого типа, пространственно тяготеющее к ареалам развития субвулканических богатых калием малых интрузий, выделено во многих регионах мира [22], однако наличие такого типа золотого оруденения в пределах Монголо-Охотской зоны пока всерьез не обсуждалось. Все вышеизложенное является веской причиной для систематического исследования магматических пород и гидротермального оруденения региона и пересмотра старых металлогенических схем. Северо-западная часть Дарасунско-Балейского района с месторождением Дарасун может быть приподнята по Главной плоскости Монголо-Охотского шва относительно юго-восточной части района с месторождением Балей. Поэтому юго-восточный тектонический блок должен содержать месторождения золота как эпitherмального, так и порфирового типа. Не случайно глубокое бурение в 60-70-х годах обнаружило под Балейским месторождением золотосодержащие сульфидно-кварц-турмалиновые жилы «дарасунского» типа.

7. **Eastoe C.J.** A fluid inclusion study of the Pananguna porphyry copper deposit, Bougainville, Papua New Guinea // *Econ. Geol.* 1978. V. 73. P. 721-748.
8. **Тимофеевский Д.А.** Геология и минералогия Дарасунского золоторудного региона. М.: Недра, 1972. Вып. 98.
9. **Петровская Н.В., Сафонов Ю.Г., Шер С.Д.** Формации золоторудных месторождений. Рудные формации эндогенных месторождений. М.: Наука, 1975. С. 3-110.
10. **Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Зорина Л.Д. и др.** Генетические особенности золото-сульфидного месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье, Россия) // *Геология рудных месторождений.* 2000. Т. 42, №6. С. 526-548.
11. **Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Волков А.В. и др.** Вкрапленные руды месторождения золота Дарасун (Восточное Забайкалье) и их генезис // *Доклады АН.* 2008. Т. 422, №2. С. 214-217.
12. **Жмодик С.М., Росляков Н.А., Спиридонов А.М. и др.** Золотопорфировое оруденение Карийского рудного узла как новый тип оруденения в Восточном Забайкалье // *Доклады РАН.* 2009. Т. 426, № 6. С. 791-796.
13. **Прокофьев В.Ю., Спиридонов А.М., Кузьмина Т.М. и др.** Физико-химические особенности рудообразующих флюидов Карийской золоторудно-магматической системы (Восточное Забайкалье) // *Тез. докл. IV Объединенного межд. симп. по проблемам прикладной геохимии, посв. памяти акад. Л.В. Таусона.* Иркутск, 1994. С. 108.
14. **Прокофьев В.Ю., Спиридонов А.М., Кузьмина Т.М. и др.** Физико-химические особенности процесса формирования Карийского золоторудного месторождения (Восточное Забайкалье) // *Геохимия.* 1997. № 4. С. 423-434.
15. **Прокофьев В.Ю., Зорина Л.Д., Коваленкер В.А. и др.** Первые данные об условиях формирования золоторудного месторождения Талатуй (Восточное Забайкалье) // *Доклады РАН.* 2005. Т. 401, №2. С. 221-225.
16. **Прокофьев В.Ю., Зорина Л.Д., Коваленкер В.А. и др.** Состав, условия формирования руд и генезис месторождения золота Талатуй (Восточное Забайкалье, Россия) // *Геология рудных месторождений.* 2007. Т. 49, №1. С. 37-76.
17. **Prokof'ev V., Zorina L., Reyf F. et al.** Conditions of gold mineralization by boron-rich fluids // *Acta mineralogical-petrographica abstract series. V. 2. XVIIth European Current Research on Fluid Inclusions. International conference. Budapest, Hungary, 5-7 June, 2003. Szeged, Hungary, 2003.* P. 165-166.
18. **Прокофьев В.Ю., Зорина Л.Д., Бакшеев И.А. и др.** Состав минералов и условия формирования руд Теремкинского месторождения золота (Восточное Забайкалье, Россия) // *Геология рудных месторождений.* 2004. Т. 46, №5. С. 385-406.
19. **Юргенсон Г.А., Юргенсон Т.Н.** Дарасунское рудное поле // *Месторождения Забайкалья.* Чита - М., 1995. Кн. II. С. 3-18.
20. **Сахарова М.С.** Стадийность процессов рудообразования и вопрос зональности на Дарасунском золоторудном месторождении // *Рудообразование и его связь с магматизмом.* Отв. ред. Ивенсен Ю.П. М.: Наука, 1972. С. 213-222.
21. **Брызгалов И.А., Кривицкая Н.Н., Крупеникова И.С.** Самородное золото и висмутовая минерализация в рудах Дарасунского месторождения (Восточное Забайкалье) // *Минералогия во всем пространстве сего слова.* Санкт-Петербург, 2004. С. 118.
22. **Jensen E. P., Barton M. D.** Gold deposits Related to Alkaline Magmatizm // *Gold in 2000. SEG Reviws.* 2000. V. 13. P. 279-314.

НОВЫЕ ПОДХОДЫ В ВОПРОСАХ ЗОЛОТОДОБЫЧИ

С.М. Радомский, В.И. Радомская

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, rsm@ascnet.ru,
radomskaya@ascnet.ru

Рудная минерализация благородных металлов (БМ) Приамурья в рамках Амурской области в основном представлена месторождениями золота коренного и россыпного типов с соотношениями 0.7 / 1 для разведанных запасов. С 1867 г. по 2008 г. добыто из природных недр 790 т учтённого золота, включая 730 т из россыпных месторождений, что привело к изменению вышеприведённого соотношения до 10 / 1 и сокращению сроков прогнозной эксплуатации россыпей до десяти лет по отчётным данным Правительства Амурской области за 2008 г. [1]. Влияние промышленной составляющей антропогенного воздействия на природную систему проявляется в извлечении золота в возрастающем количестве 13-18 т в год и рассеиванием минералов БМ крупностью менее 0.1 мм в открытой природной системе. Рудные проявления БМ включаются в биогеохимический круговорот вещества и энергии в пространстве и времени, имеющий цикличность и годовую периодичность,

в своём проявлении. Наибольшую степень вовлечения в процесс круговорота имеют минеральные ассоциации БМ россыпного типа, расположенные в земной коре на границе раздела твёрдой, жидкой и газообразной фаз и взаимодействующие с окружающей средой по границе раздела. Кристаллы БМ коренного типа находятся внутри вмещающих пород, в окружении плотного кольца порообразующих атомов и поэтому ограничено взаимодействуют с атмосферой, гидросферой и биосферой. Для них полное включение в круговорот становится возможным лишь при разрушении «силикатной матрицы» в процессе эрозии. Добыча и переработка ископаемого материала приводит к перераспределению химических элементов во всех компонентах природной среды. С поверхностными водами связан основной путь миграции БМ из районов добычи, поскольку вода одновременно является вмещающей и транспортирующей средой [2]. Глобальные изменения в поверхностных оболочках Земли, происшедшие в последнее время под влиянием промышленности изменяют геохимическое строение и биогеохимический круговорот веществ.

В Амурской области ежегодно добывается до 18 т золота, при этом нарушается более 1500 га земель, перерабатывается более 170 млн. м³ горной массы, в том числе 50 млн. м³ перемывается с использованием 1500 млн. м³ речной воды, нарушаются до 150 малых рек длиной до 200 км с общим водосбором 12000 км², 54 месторождения торфа на площади 13000 га с запасами торфа 168 млн. т, 36000 га в окрестностях отработанных месторождений золота превращены в «лунные ландшафты». Простейшая технология добычи россыпного золота на месторождениях Дальнего Востока заключается в снятии вскрышных пород и складировании их за пределами рудопроявлений месторождения. Золотосодержащие пески промываются с использованием гидравлическо-гравитационного способа извлечения «шлихового золота». Хвосты переработки складировываются в отвалы [1]. Драгоценные металлы добывались различными вариантами гравитационного метода разделения и извлечения золота размерами частиц > 0.1 мм, при этом мелкое, связанное и тонкое золото уходило в отвалы. Эффективность такой золотодобычи составляла, по различным оценкам, 50-80%. В результате образовались вторичные техногенные руды, содержащие благородные металлы, зачастую загрязнённые отходами процесса амальгамирования. Наряду с этим, практически не затрагивались коренные месторождения золота. Рудные жилы среднего Приамурья относятся к золото-кварцевой малосульфидной формации. Резко преобладающий минерал в рудах – кварц. Рудные минералы в жилах представлены, главным образом, арсенопиритом и пиритом.

На современном этапе развития горнометаллургического комплекса России одной из острейших проблем является рациональное природопользование. По уровню выбросов вредных веществ в атмосферу и водоёмы, образованию твёрдых отходов горная отрасль превосходит все отрасли промышленности, создавая высокую экологическую опасность и повышенную социальную напряжённость в районах действия горных предприятий.

В золотодобывающей промышленности проблема эффективного извлечения тонкодисперсного золота из коренных сульфидных руд однозначно не решена. Вовлечение коренных руд в переработку сопряжено с преодолением технологических трудностей, которые обусловлены «физической» и «химической» упорностью руд. Химическая упорность преодолевается процессами флотационного обогащения, окислительного обжига, автоклавного окисления, биогидрометаллургического выщелачивания и др. Предлагаемые мировой практикой методы извлечения тонкого золота основаны на предварительном механическом измельчении руды, действии агрессивных реагентов, высоких температур и давления, и вследствие этого являются энергоёмкими, дорогостоящими и экологически небезопасными. «Физическая» упорность руд преодолевается традиционными энергоёмкими способами измельчения руд до класса крупности частиц -40 мкм (~ 90%), термической обработкой сульфидных концентратов и нетрадиционными методами вскрытия сульфидов за счет энергетических воздействий.

Вследствие исключительного разнообразия свойств золотосодержащего сырья, обусловленного различиями вещественного состава руд и особенностями содержащегося в них золота, технологические схемы переработки в большинстве случаев состоят из комбинации процессов обогащения, пиро- и гидрометаллургии. Основные процессы, применяемые при обработке золотосодержащего сырья, включают рудосортировку, дробление, измельчение, обесшламливание, гравитационное и флотационное (коллективное или селективное) обогащение, амальгамацию, цианирование (по фильтрационной или сорбционной технологии) или пирометаллургическую переработку (обжиг, плавку) руд и концентратов; заключительным процессом является аффинаж золота.

Основным методом извлечения золота из руд является цианирование. На Дальнем Востоке успешно применяется один из вариантов метода – кучное выщелачивание. Мешающее влиянию этому процессу оказывают амальгамы, арсенопириты и пириты. Поэтому возникает необходимость, требующая разработки новых путей решения проблемы добычи БМ при извлечении ценных компонентов из руд и техногенных отвалов.

Для извлечения драгоценного металла необходимы новые технологии, основанные на более глубокой переработке минерального сырья и комплексного использования получающихся продуктов.

Наиболее изученной технологией получения золота является цианирование. Одним из недостатков метода считается использование высокотоксичного реагента цианида натрия. Это накладывает жёсткие требования на процесс добычи золота, поскольку ограничивается действиями природоохранных мероприятий, которые предусматривают требования к замкнутости производственного процесса и необходимостью проведения контроля за сбрасываемыми отходами и сильнодействующими ядовитыми веществами – соединениями цианидов, ртути и мышьяка.

Важным условием для разработки техногенных отвалов является требование по отделению ртути. Разрушение техногенных амальгам возможно химическими и термическими методами. В основе химических методов лежит окисление ртутных соединений растворами концентрированной азотной кислоты разбавленной водой в отношении 1:1. После обработки проб минерального сырья в течение одного часа вся ртуть будет находиться в растворе в форме $\text{Hg}(\text{NO}_3)_2$. Дальнейшая технология сводится к получению труднорастворимого соединения ртути, выделению его из раствора и термической обработке соли, в результате которой образуется металлическая ртуть. Термические методы имеют в основе своей прокаливание проб при 600-700°C, результатом которого является получение паров металлической ртути и их конденсация при нормальных условиях, приводящая к получению жидкой ртути.

Другим проблематичным минеральным сырьём является золотосодержащая арсенопиритная руда и её концентраты. Операции по обогащению этих пород, как гравитационные, так и флотационные, приводят к возрастанию концентрации и самого арсенопирита как золотосодержащей матрицы. При пробирной плавке золота из таких веществ выделяется мышьяковистый ангидрид – сильнодействующее ядовитое вещество. Это обстоятельство сдерживает переработку мышьяковистых руд и материалов и косвенно приводит к возрастанию их доли в запасах золота. Решением данной проблемы может являться комплексная технология, ориентированная на получение золота и соединений мышьяка, количество которого в перерабатываемом сырье обычно больше в тысячу раз. Для этого в процесс необходимо ввести операцию по отжигу арсенопиритных концентратов. Получение соединений мышьяка возможно термическими и гидрохимическими способами. Гидрохимическая переработка представляется менее рентабельной операцией в связи с получением многократно возросших объёмов жидкости и сложностью разделения и выделения мышьяковистых компонентов системы. Утилизация соединений мышьяка и в этом случае будет возможна только с помощью термохимических методов. Дополнение существующих технологий процессами термического отжига позволяет получать не только соединения ртути и мышьяка, но и обеспечивает возможность дальнейшего извлечения благородных металлов. Это делает перспективной разработку техногенных отвалов и месторождений малосульфидных руд, расширяет технологически доступную долю сырьевых запасов золота, способствует росту золотодобычи и снижению давления на природную среду таких опасных экотоксикантов, как соединения ртути и мышьяка.

Термическая переработка соединений мышьяка основана на процессе отжига. Отжиг мышьяковистых концентратов целесообразно осуществлять в бескислородной среде, так как в таком случае получается металлический мышьяк, по своим свойствам менее токсичный, чем мышьяковистый ангидрид. Для безопасного проведения этого процесса подойдёт среда, создаваемая инертным газом азотом, который будет подаваться в печь во время отжига, вытесняя атмосферный кислород. При отжиге концентратов на воздухе или плавке золота выделяется окисленная форма – мышьяковистый ангидрид, что требует специального технологического оборудования и согласований технологического регламента работы с государственными органами.

Промышленное извлечение золота из руд основано на процессе цианирования. Золото образует с цианидом комплексное соединение, растворимое в воде, поэтому таким способом удастся извлечь почти весь драгоценный металл. Эта технология сравнительно эффективна и недорога, но имеет существенный недостаток, который заключается в высокой токсичности комплексообразователя – цианистого натрия. Учитывая этот отрицательный факт, ведётся поиск технологий и реагентов по эффективному растворению золота и серебра, которыми можно заменить цианид натрия в процессе получения золота. Существует большое количество окислителей, способных растворять золото и серебро, и наиболее перспективным направлением с точки зрения технологии является тиомочевинное растворение.

Тиомочевинный процесс извлечения золота обладает рядом достоинств: малой токсичностью, высокой избирательностью по отношению к благородным металлам, кинетической активностью и возможностью производства в промышленном масштабе. Для ионов и их сочетаний в растворах, могут быть получены на практике высокие равновесные концентрации БМ. Так для 0.35 М (молярного) раствора тиокарбамида в присутствии $[\text{Fe}]^{3+}$ и H_2SO_4 с концентрациями 0.5 М, равновесные концентрации Au^+ составляют 0.71 моль/дм³ по данным [3]. На основании проведенных исследований можно заключить, что оптимальными условиями проведения процесса выщелачивания золота из данного типа вторичного сырья сернокислым раствором тиомочевины являются: предварительная кислотная обработка исходного материала, 3% раствором по тиомочевине, проведение процесса

при температуре 293-323° К, многократное использование тиомочевинных растворов до насыщения золотом. Осаждение золота из полученных тиомочевинных растворов было предложено осуществлять щелочью. Сущность данного метода заключается в том, что при нейтрализации промывных растворов щелочью образуются малорастворимые осадки гидроксидов металлов, в частности железа, при образовании которых из растворов захватывается золото.

Важным преимуществом тиокарбамидного выщелачивания золота, по сравнению с классическим цианидным, является значительное снижение химической «упорности» сульфидных и арсенопиритных золотосодержащих руд и концентратов, включая золотосодержащие хвосты и промышленные продукты переработанные по комбинированным технологиям. Электрохимическая реакция тиокарбамидного окисления золота может заменить реакцию цианирования золота в щелочной среде, используемую повсеместно в процессе извлечения БМ из руд месторождений коренного типа и снизить токсическую нагрузку на биосферу при их добыче.

Другие эффективные способы переработки упорного золотосодержащего минерального сырья включают способы бактериального выщелачивания. Практические показатели извлечения золота по данным технологиям достаточно высокие 92-97 %. Эффективность данного метода определяется предварительным измельчением обрабатываемого материала и максимум достигается при крупности частиц < 50 мкм. Хотя этот метод вскрытия тонкодисперсного золота используется золотодобывающими предприятиями, его нельзя считать достаточно полно изученным и хорошо освоенным. Основным недостатком бактериальной технологии является относительно низкая скорость окисления сульфидной матрицы, что и является сдерживающим фактором для внедрения этого метода в широкую практику. Бактерии интенсифицируют электрохимический процесс окисления сульфидных минералов путем снижения их электродного потенциала и сопряженного повышения окислительно-восстановительного потенциала среды, создавая, таким образом, резко окислительные условия. К другим существенным недостаткам способа бактериального выщелачивания относятся дополнительная нагрузка на экосистему, проявляющаяся в виде использования условнопатогенных штаммов микроорганизмов, требующих дополнительных затрат на обеспечение безопасности при их использовании, а также большие объёмы используемой тёплой воды и её утилизации. В суровых климатических условиях Дальнего Востока способ бактериального выщелачивания не сможет быть рентабельно использован в процессе промышленного производства.

Таким образом, на современном этапе развития горнометаллургического комплекса России одной из острейших проблем является комплексное использование природного сырья, имеющее своей целью уменьшение воздействий выбросов вредных веществ в атмосферу и водоёмы и уменьшающее образование твёрдых отходов. Снижение экологической напряжённости в районах действия металлургических предприятий может быть обеспечено внедрением относительно чистых технологий и созданием безотходных производств. Огромные возможности решения экологических проблем заключены в комплексной переработке и безотходном использовании запасов месторождений.

1. Правительство Амурской области (официальный сайт). <http://www.amuroble.ru/> 2008-2010.
2. **Иванов В.В.** Экологическая геохимия элементов М.: Экология. 1997. Книга 5. 575 с.
3. **Радомская В.И., Радомский С.М., Лосева О.В.** Применение тиомочевины для концентрирования золота из вторичного сырья // Вестник ДВО РАН. 2004. №1. С. 80-86.

ТЕЛЛУРИДНО-НИКЕЛЕВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ БЕРЕЗИТОВОГО ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВЕРХНЕЕ ПРИАМУРЬЕ)

Д.И. Рогулина¹, Е.Н. Воропаева¹, А.А. Карабцов²

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, rogulina@mail.ru

²Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток,
alexandrkar@mail.ru

Березитовое золото-полиметаллическое месторождение расположено в пределах восточной части Селенгино-Станового супертеррейна [1] в верховье бассейна р. Ольдой. Месторождение связано с заключительным этапом формирования амуджиканского комплекса субщелочных гранитоидов [2]. С этим же комплексом ряд исследователей связывают становление хорошо известного месторождения Дарасун, контролируемого Дарасунско-Балейским глубинным разломом [3]. В

структурном отношении Березитовое приурочено к южной краевой части Могочинского выступа Западного Становика и находится на пересечении субширотной Сергачинской и ССЗ Хайтинско-Лопчинской зон разломов [4]. В геологическом строении рудного поля участвуют рифейские роговообманковые кристаллосланцы и гнейсы могочинской серии; раннепротерозойские метаморфиты, интрузии габбро и габбро-анортозитов; гранитоиды раннепротерозойского возраста [5]. К гранитоидам приурочена рудная минерализация. Результаты последних геохронологических исследований указывают на мезозойский возраст гранитоидов, а абсолютный возраст наиболее молодых магматических комплексов: небольших тел и даек субщелочных порфиroidных гранитоидов приводится в цифрах 132-128 млн. лет [6]. Возраст формирования рудных метасоматитов золото-полиметаллического Березитового месторождения, определённый $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по монофракциям серицита, составляет 133-127 млн. лет [7]. По условиям формирования, связи с гранитоидными комплексами, процессам метасоматоза и минеральному составу рудных тел Березитовое месторождение относится к плутоногенной гидротермальной золоторудной формации [8]. Рудная минерализация связана с эксплозивными телами мезозойского возраста, которые в плане имеют дайкообразную и линзообразную формы, преимущественно СЗ, реже СВ простирания. Первые совпадают по направлению с дайками гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров, сформировавшихся в заключительную фазу становления гранитоидов тукурингского комплекса, возраст которых дискусионен; вторые – с дайками диорит-порфиров и спессартитов, выделенных К.Д. Вахтоминым при проведении съёмки М 1:10000 (1981), как самостоятельный раннемеловой комплекс.

На месторождении разведано поверхностными выработками и редкой сетью буровых скважин около 10 метасоматических тел. Наиболее изучена эксплозивная метасоматическая зона №1 с золото-полиметаллическим оруденением.

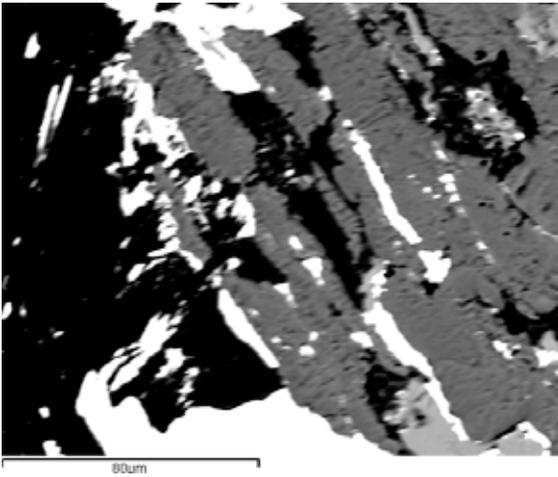
Минеральный состав эксплуатируемого рудного тела №1 изучался при проведении поисково-оценочных и разведочных работах геологами Н.Н. Лисовым (1936), Н.И. Шамбуровым (1963), В.А. Ваненко (1977), А.К. Иванищенко (1982) и сотрудниками ДВГИ ДВО РАН Б.Л. Залищак (1978), А.С. Вах (2008). Этими исследователями установлено, что распространёнными рудными минералами месторождения являются: галенит, сфалерит, пирит, пирротин; второстепенными – магнетит, халькопирит, арсенопирит, марказит, ильменит, самородное золото. К редко встречающимся относятся: станнин, шеелит, теннантит, молибденит, гематит, халькозин, самородный висмут, менегинит, сурьмянистый бурсаит-козалит, иорданит, буланжерит, джемсонит. Анализ мономинеральных фракций пирита и халькопирита из золотоносных метасоматитов зоны №1 показал повышенное содержание Pt 0.56-14.1 г/т, Pd 0.016-0.101 г/т, Ru 0.081-0.675 г/т [9]. Минеральные формы платиноидов не установлены.

В связи с отработкой месторождения возникла необходимость увеличения прогнозных запасов месторождения, поэтому нами изучена зона Фланговая Березитового рудного поля, расположенная в 800 м на ЮЗ от основного рудного тела Зоны №1.

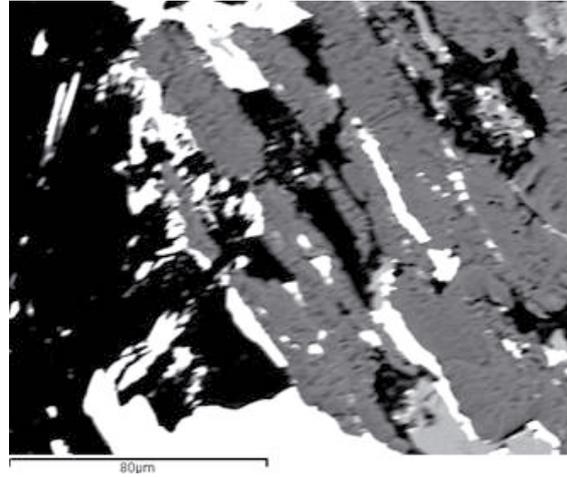
Минеральный состав исследовался на поляризационных оптических микроскопах ПОЛАМ-312 и Аxioplan-2. Диагностика микровключений и химические анализы минералов выполнены на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8100 с энергодисперсионным спектрометром INCA-sight (Великобритания), позволяющим проводить количественный анализ полированных образцов в точке, и по площади образца. Исследование поверхности образца проводилось во вторичных электронах (SEI), позволяющих получить изображение морфологии частиц образцов и топографию их поверхности, и в отражённых – (BE, COMPO). Выполнено 142 количественных анализа и получены энергодисперсные спектры по каждой точке исследования. На отдельных поверхностях образцов, характеризующихся скоплением микровключений рудных и жильных минералов, выполнен элементный анализ в характеристических рентгеновских лучах (карта поверхности).

Исследованиями выявлены рудные минералы, их количественные соотношения, размеры, текстурно-структурные взаимоотношения минеральных ассоциаций, последовательность минералообразования. Гидротермальная прожилково-вкрапленная минерализация интенсивно проявлена вблизи тектонических нарушений и зон трещиноватости. Рудные минералы образуют ориентированно-прожилковую и рассеянную вкрапленность в гранат-слюдисто-кварцевых и серицит-хлорит-кварцевых метасоматитах (гидротермалитах по роговикам); слагают гнёзда и тонкую вкрапленность в гидротермальных жилах кварц-карбонатного, хлорит-карбонатно-кварцевого составов.

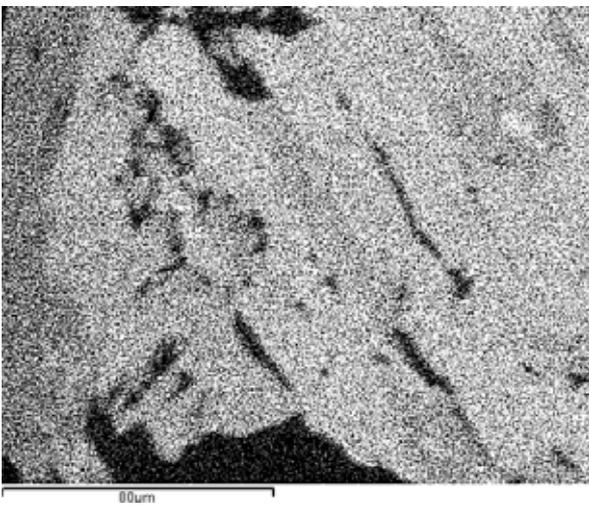
Рудные минералы составляют 15-16% от общего количества минералов, соотношения минералов по результатам микроскопического исследования следующие: пирит - 5-6%, пирротин – 3-4, тонкозернистый агрегат пирит+марказит– 4, магнетит – 0.8, гематит – 0.2, арсенопирит – 0.5, халькопирит – 0.2, сфалерит – 0.2, галенит – 0.1, ковеллин - <0.5%, блеклая руда – знаки, золото – знаки, теллуриды Au и Ag – знаки. Кроме того, отмечаются микровключения (<0,005мм) самостоятельных фаз с высокой отражательной способностью в пирите, пирротине, галените, халькопирите, хлорите, гранате, кварце, диагностика которых проводилась с применением высокоточной локальной аппаратуры.



S Kα1



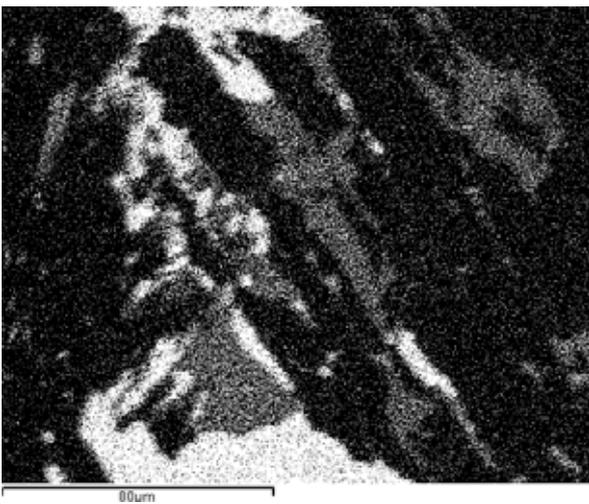
Аншлиф 2



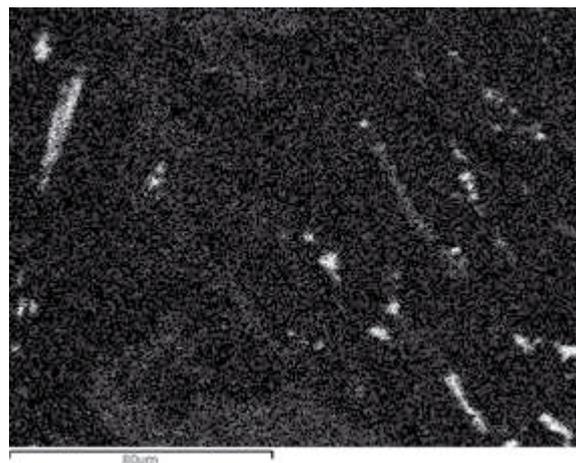
Ni Kα1



Fe Kα1



Te Lα1



Ag Lα1

Рис.1 Карта распределения элементов по площади аншлифа 2 в характеристическом рентгеновском излучении.

Электронно-зондовым анализом руд зоны Фланговой установлены микровключения теллуридов Pb, Ni, Au и Ag – в сульфидных минералах и турмалин-эпидот-хлорит-карбонатно-кварцевом метасоматите. Ранее на Березитовом рудном поле в зоне № 1 при детальной разведке (1982) были отмечены теллуриды Pb (алтаит) и Au (калаверит). Висмутовая минерализация, характерная для основного рудного тела, в исследуемых образцах не обнаружена, как и арсенидно-антимонидная. Теллуриды встречаются практически во всех сульфидах (пирите, пирротине, халькопирите, пирит-марказитовом агрегате, галените) и алюмосиликатных минералах метасоматитов. Формы микровключений их различны: округлые, линзовидные микропрожилковые и ксеноморфные.

Рентгеновской электронной микроскопией установлены следующие теллуриды: алтаит PbTe, мелонит NiTe₂, калаверит AuTe₂, креннерит Au₂Te, петцит Ag₃AuTe₂, гессит Ag₂Te. Учитывая микрофазное выделение благороднометальной и теллуридной минерализации в гидротермально-эксплозивных брекчиях зоны Фланговой, проведён количественный анализ по площади образца (рис. 1). На карте распределения элементов видно, что серебро связано с теллуrom и пространственно тяготеет к сульфидам. Наиболее контрастны поля никель – теллур и теллурид никеля развит в основном в метасоматите.

В результате изучения зоны Фланговой Березитового рудного поля установлены типичные парагенезисы руд и последовательность их выделения. Проведена диагностика микровключений теллуридов, золота и сульфидов рудного тела на электронном микроанализаторе. Золото в рудах высокопробное, значительная часть его связана с сульфидами, что коррелирует с близким по генезису крупным месторождением Дарасун. Проведенные минералогическо-геохимические исследования позволяют говорить о формировании Березитового рудного поля в широком диапазоне физико-химических обстановок, что увеличивает его перспективы.

Авторы благодарят главного геолога ОАО «Березитовый рудник» Н.А. Большакова за помощь в проведении полевых работ.

1. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгаков А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.Ф., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. т. 22, №6. С. 7-41.

2. Берзина А.П., Сотников В.И. Магматические центры с Cu-Mo-порфировым оруденением Центрально-Азиатского подвижного пояса (на примере Сибири и Монголии) // Геология и геофизика. 1999. т. 40 (II). С. 1605-1618.

3. Прокопьев В.Ю., Бакшеев И.А., Зорина Л.Д., Белявский Б.В., Бортников Н.С. Первая оценка возраста золотых руд месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье) Sm-Nd методом // Доклады РАН. 2006. Т. 409, №5. С. 673-676.

4. Васильев И.А., Капанин В.П., Ковтонюк Г.П., Мельников В.Д., Лужнов В.Л., Данилов А.П., Сорокин А.П. Минерально-сырьевая база Амурской области на рубеже веков. Благовещенск: Зея, 2000. 168 с.

5. Козак З.П., Вахтомин К.Д. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1:200 000. Издание второе. Становая серия. N-51-XV (Уруша), N-51-XVI (Тахтамыгда), СПб. ВСЕГЕИ, 2000.

6. Ларин А.М., Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Великославинская С.Д., Бучко И.В. Корреляция возрастных рубежей мезозойского магматизма северного и южного обрамлений восточного фланга Монголо-Охотского складчатого пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания, Иркутск, 2005. Т. 2. С. 19-22.

7. Сорокин А.А., Мельников А.В., Пономарчук В.А., Травин А.В., Сорокин А.П. Возраст и связь с магматизмом золото-полиметаллического месторождения Березитовое западной части Селенго-Станового супертеррейна // Доклады РАН. 2008. т. 421, №1. С. 86-89.

8. Спиридонов Э.М., Плетнев П.А. Месторождение медистого золота Золотая Гора (О «золотородингитовой» формации) М.: Научный Мир, 2002. 202 с.

9. Мельников А.В., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В., Сорокин А.П. Золото-полиметаллическое месторождение Березитовое (Восточная Сибирь): основные минералогические особенности, возраст и связь с магматизмом // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, №3. С. 258-265.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, РАЗРАБАТЫВАЕМЫЕ ОТКРЫТЫМ СПОСОБОМ, КАК ОБЪЕКТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО НАСЛЕДИЯ: ОСОБЕННОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ РАНГА

Д.А. Рубан

Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, ruban-d@mail.ru

Осуществление эффективного менеджмента уникальных геологических объектов (=геологических памятников), входящих в состав природного наследия той или иной территории, является одной из актуальных задач, стоящих перед отечественным недропользованием. Эта задача тем более важна, когда речь идет об уникальных объектах, связанных с месторождениями полезных ископаемых, разрабатываемых открытым способом [1, 2]. С одной стороны, любые месторождения по определению уникальны, а, с другой, - открытый способ разработки предоставляет возможность для полноценного ознакомления с особенностями их строения и методами ведения добычи. Карьеры и другие открытые выработки весьма часто выделяются в качестве геологических памятников [2-4]. Для правильного отнесения месторождений полезных ископаемых, разрабатываемых открытым способом, к числу объектов геологического наследия, а также для выбора оптимального варианта их последующего использования в этом качестве (осуществление охранных мероприятий, проведение мониторинга, развитие геотуристических программ и т.д.) исключительно важным видится правильное определение их ранга. Последний устанавливается на основе полноценного анализа уникальности объекта с учетом некоторых дополнительных обстоятельств [2].

Месторождения полезных ископаемых, разрабатываемые открытым способом, в случае включения их в состав геологического наследия являются объектами комплексного типа с обязательным наличием историко-горногеологической составляющей [1]. Вполне очевидно, что в зависимости от значимости представленной в них геологической информации они, как и другие памятники, могут быть выделены в качестве объектов локального, регионального, национального или глобального ранга. Тем не менее, определение ранга рассматриваемого типа объектов геологического наследия имеет свои особенности, которые связаны с антропогенной природой самих объектов и их динамикой из-за все той же антропогенной деятельности. Уникальность месторождений полезных ископаемых, разрабатываемых открытым способом может определяться:

- уникальностью самого месторождения (редкость полезного ископаемого, исключительные размеры, необычные условия залегания и т.п.);
- уникальностью геологических особенностей, проявленных в пределах месторождения (наличие важного стратиграфического разреза, редких остатков ископаемых организмов, хорошо проявленная складчатость и т.п.);
- уникальностью методов разработки полезного ископаемого (крупные размеры карьера, новые технологии ведения горнодобычи, необычность карьера для данной территории и т.п.);
- несколькими или всеми перечисленными выше видами уникальности.

В этой связи при определении ранга геологического памятника, устанавливаемого на основе месторождения полезных ископаемых, разрабатываемого открытым способом, следует принимать во внимание все эти возможные виды уникальности. Представляется логичным, что действующий карьер особо крупных размеров, в котором представлено рудное тело с редким генезисом, должен иметь больший ранг, чем аналогичных размеров карьер с весьма распространенным генезисом рудного тела или же небольшой карьер с тем же самым редким генезисом рудного тела. Следовательно, ранг геологического памятника, устанавливаемого на основе месторождения полезного ископаемого, разрабатываемого открытым способом, во многих случаях может оказаться достаточно большим из-за указанной выше комбинации двух или трех видов геологической уникальности.

Труднодоступность, разрушенность и сложность геологического строения снижают уникальность и, следовательно, ранг объектов геологического наследия [5]. Месторождения полезных ископаемых более или менее хорошо доступны по определению, т.к. их освоение связано с созданием инфраструктуры. Разработка открытым способом еще больше увеличивает доступность. Тем не менее, существуют и некоторые ограничения. Связаны они, прежде всего, с необходимостью соблюдения правил техники безопасности при проведении горнодобывающих работ. В ряде случаев интенсивная эксплуатация карьеров может сделать их практически недоступными для систематического посещения специалистами и геотуристами. Если так, то ранг геологического памятника должен быть снижен. Иногда возникают более сложные ситуации. Например, разработка карьера приводит к вскрытию

водоносных горизонтов и подтоплению его нижней части, в которой представлена уникальная информация относительно эволюции палеозойской флоры. Несмотря на производимую откачку воды, постоянное поступление последней снижает доступность объекта. Месторождения полезных ископаемых, разрабатываемые открытым способом, находятся в постоянной динамике [1], которая выражается, с одной стороны, во вскрытии новых геологических горизонтов, а, с другой стороны, в уничтожении ранее экспонированной на поверхность информации (например, при расширении или углублении карьера). При определении ранга такого объекта геологического наследия следует принимать во внимание возможные (прогнозируемые) изменения в его уникальности в связи с проводимой горнодобычей. Ранг памятника имеет смысл понизить в том случае, если существует постоянная угроза уничтожения значительной части представленной в пределах месторождения информации в связи с добычей полезного ископаемого. Если уникальность объекта связана с самими полезным ископаемым, то, к сожалению, объект не может получить высокий ранг, т.к., в конечном итоге, это месторождение будет рано или поздно отработано. Изменения ранга геологических памятников на основе месторождений полезных ископаемых, разрабатываемых открытым способом, возможны и после установления статуса памятника. Если вскрытие новых горизонтов приводит к экспонированию на поверхность новой уникальной информации, то ранг может быть увеличен. Если же горнодобывающая деятельность привела к информативному обеднению объекта, то его ранг, соответственно, может быть понижен. Прекращение разработки месторождения до его полного исчерпания, с одной стороны, увеличивает его уникальность, т.к. исчезает угроза уничтожения экспонированной на поверхность информации, но, с другой стороны, снижает ее, т.к. горнодобыча сама по себе формирует уникальность объекта (см. выше). Сложность геологического строения в пределах месторождения может быть различной. Здесь, однако, следует отметить тот факт, что концентрация полезного компонента в геологической среде всегда связана с наличием некоторой неоднородности и/или отклонением от существующих закономерностей. Иными словами, геологическое строение месторождений полезных ископаемых часто (хотя, возможно, не всегда) относительно более трудно для понимания, нежели строение какого-либо «обычного» геологического блока. Это способствует снижению ранга памятников, устанавливаемых на основе месторождений.

Ранее уже обращалось внимание на тот факт, что эстетическую привлекательность карьеров и других открытых разработок в ландшафтном контексте, которая также может влиять на ранг объекта геологического наследия, оценить достаточно сложно. Тем не менее, открытые разработки особо крупных размеров или выделяющиеся на фоне окружающего ландшафта всегда должны считаться привлекательными, т.к., несомненно, привлекают внимание, особенно неспециалистов. Более того, представленные в пределах месторождений геологические феномены могут оказаться привлекательными сами по себе. Например, минералы пестрой окраски или интенсивного блеска усиливают эстетическое восприятие геологической и окружающей природной среды. Все это также следует учитывать при определении ранга. Что касается рекреационной привлекательности, то она не должна смешиваться с понятием уникальности [6].

Осуществление эффективного менеджмента месторождений полезных ископаемых, разрабатываемых открытым способом, как объектов геологического наследия возможно на основе существующих общих методических разработок [1, 2, 4, 7-9]. Тем не менее, охарактеризованные выше особенности определения их ранга определяют значительную специфику таких памятников, которая, в конечном счете, сказывается и на выборе оптимальной схемы их геоконсервационного использования.

1. **Рубан Д.А.** Геоконсервационные аспекты разработки месторождений полезных ископаемых открытым способом // Проблемы недропользования. Екатеринбург, УрО РАН: 2008. С. 137-142.
2. **Prosser C., Murphy M., Larwood J.** Geological conservation: a guide to good practice. Peterborough English Nature, 2006. 145 p.
3. **Лапо А.В., Вдовец М.С.** Проблема сохранения геологического наследия России // Отечественная геология. 1996. № 9. С. 6-12.
4. **Wimbledon W.A. et al.** The development of a methodology for the selection of British geological sites for conservation: part 1 // Modern Geology. 1995. Vol. 20. P. 159-202.
5. **Рубан Д.А.** Стандартизация описания геологических памятников природы как важных объектов национального наследия // География и природные ресурсы. 2006. № 3. С. 166-168.
6. **Рубан Д.А.** Рекреационная привлекательность геологических памятников // Экологическая геология: научно-методические, медицинские и экономико-правовые аспекты. Воронеж, ВГУ, 2009. С. 43-44.
7. **Лапо А.В. и др.** Методические основы изучения геологических памятников природы России // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. № 6. С. 75-83.
8. **Рубан Д. А.** Геоконсервация как метод сохранения геологического наследия России // Отечественная геология. 2006. № 2. С. 78-81.
9. **Рубан Д.А.** Проблемы идентификации геологических памятников // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2009. № 4. С. 72-73.

РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ПАЛЕОГЕН- НЕОГЕНОВОГО ТОРФОНАКОПЛЕНИЯ В УГЛЕНОСНЫХ ВПАДИНАХ ПРИАМУРЬЯ

И.Ф. Савченко, Т.В. Артеменко

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, sav@ascnet.ru

Потребность в реконструкции условий торфонакопления в угленосных впадинах Приамурья возникла в результате обнаружения в углях некоторых месторождений благородных металлов (БМ) и металлов платиновой группы (МПП) [1, 2, 3, 4]. Содержание Au в углях месторождений следующие: в Райчихинском 2,5-9,0 г/т; Ерковецком 6,0-12,0 г/т; Свободненском до 15,0 г/т, Сергеевском до 17 г/т, Огоджинском – 30 г/т. Содержание БМ и МПП по сечению пластов не выдержано и может колебаться от следов до ураганных концентраций. В.В. Середин [5] считает, что для правильной оценки перспектив благородно-металльной минерализации, пригодной для промышленного освоения, важное значение имеет реконструкция условий накопления благородных металлов, поскольку аномальная концентрация БМ и МПП может формироваться в угленосных впадинах, отличных по своему строению, на разных стадиях их развития и в результате проявления неодинаковых по своей природе рудообразующих процессов. Соглашаясь с необходимостью реконструкции условий благородно-металльной минерализации, мы считаем последнюю следствием болотообразования, как и другие рудообразующие процессы, например образования болотного лимонита, вивианита, мергеля, гажи. Процессы заболачивания и сопровождающая их минерализация, в том числе обогащение БМ и МПП являются следствием комплекса природно-климатических факторов: теплообеспеченности, коэффициента увлажнения, геоморфологического положения ложа болот, проницаемости подстилающих пород и наличие обширных питающих водосборов. В совокупности эти факторы влияют на скорость торфонакопления, ботанический состав торфа и зольность, которая зависит от минерализации питающих болота вод, что в болотоведении обозначается как тип болотообразовательного процесса с соответствующей ему типом торфяной залежи. Низинный тип торфяной залежи образуется при преобладании почвенно-грунтового питания, верховой тип формируется при атмосферном увлажнении, соответственно переходный тип залежи отлагают болота, в питании которых участвуют слабоминерализованные воды.

В основу реконструкции условий торфонакопления в кайнозое необходимо использовать принцип актуализма и аналогий в развитии современного болотообразовательного процесса. Генезис торфяников в современный геологический период – голоцен достаточно подробно освещен в современной болотоведческой и палеогеографической литературе.

При реконструкции условий торфонакопления кроме ведущих факторов болотообразования и свойств торфяников следует учитывать поступательное развитие болот, эндодинамическую направленность процесса. Поступательное развитие болот выражается в том, что накопление массы торфа приводит к обеднению минерального питания, смене низинных болот на верховые. В оценке благороднометалльной минерализации палеоторфяников важное значение придается источникам дополнительного увлажнения, так как склоновые и почвенно-грунтовые воды содержат растворы органических кислот, уголекислоты, минералов, а также растворенные металлы. Особенно агрессивны водные растворы фульвокислот, которые выщелачивают устойчивые минералы и металлы, что являются одной из причины увеличения зольности торфа.

При реконструкции палеоторфяников должны быть восстановлены, по аналогии с современными, мощность, зольность, влажность, стратиграфия. Эти параметры залежи можно реконструировать по сложению угольных пластов, концентрации органического вещества, варибельности зольности с учётом потерь на углефикацию. Длительность непрерывного цикла торфонакопления, количество стадий в цикле можно восстановить по толщине изучаемого слоя, а длительность жизни палеоболота по приросту торфа. Таким образом, предлагается реконструировать прямые признаки палеоболот и торфяников – толщину залежи, стадийность торфонакопления, возможные вертикальные движения дневной поверхности болот, геоморфологические особенности, источники водно-минерального питания и области формирования этого питания в том числе возможность обогащения БМ и МПП при наличии их в этой области питания.

Последовательность реконструкции условий торфонакопления должна складываться из определения параметров палеоторфяника, т.е. мощности, длительности истории развития и флюктуации отметок поверхности торфяника в связи с возможными изменениями влажности слоя торфа.

Для определения мощности палеоторфяника необходимо вычислить концентрацию органического вещества (КОВ) угольного пласта с учетом его влажности, зольности, плотности и потерь

на углефикацию. КОВ угольного пласта или его части мы вычислили по данным геологического изучения месторождений, имеющих справочных материалов по метаморфизму органического вещества [6, 7, 8]. По КОВ угольного пласта в т/м² и КОВ одного м³ торфа принятых к расчету типов и подтипов залежи современных, голоценовых торфяников вычисляют мощность исходного торфяника. Для определения КОВ исходного торфа использовался источник [6, табл. 1.3 –1.6], для лесотопяного подтипа он равен 0,118 т/м³, для лесного – 0,123 т/м³, а для низинного торфа средние показатели равны 0,110 т/м³.

Для определения длительности существования палеоболот использовались данные [9, 10, 11] для европейской и азиатской частей умеренного пояса Евразии. Ежегодный прирост палеоторфяников принят нами равным 0,46 мм.

Необходимо учесть важную особенность торфяников, которая заключается в их реологических свойствах, способности к болотной солифлюкации как в связи с увеличением обводнения торфяника, так и резкого понижения влажности, связанной с применением местного базиса эрозии.

Вычисленные характеристики палеоторфяников помещены в таблице реконструированных торфяников Приамурья.

Табл.

Показатели параметров реконструированных палеоторфяников бурогольных месторождений Приамурья

Месторождения углей	Мощность, м	КОВ угля, т/м ²	КОВ исходного торфа, т/м ³	Мощность палеозалежи торфа, м	Усадка залежи после углефикации, м	Длительность торфонакопления, тыс. лет
Архаро-Богучанское						
мин.	1,5	1,48	0,123	12,03	10,53	26,2
макс.	4,0	3,94	0,123	32,03	28,03	69,6
Ерковецкое, скв № 299	5,7	4,91	0,118	41,6	35,9	90,4
Свободное, скв. № 174	24,0	13,6	0,110	123,6	99,6	268,7
Сергеевское, пласт 1	5,3	3,2	0,110	29,1	23,8	63,2
макс.	10,2	6,6	0,110	60,0	49,8	130,4
Тыгдинское, средн.	14,0	7,7	0,110	70,0	56,0	152,2
макс.	30,2	16,6	0,110	150,9	120,7	328,0

В столбце 2 таблицы помещены сведения о мощности исследуемых углей, в 3-ем столбце помещены значения КОВ этих углей, в 4-ом – значения КОВ исходных торфов для углей соответствующих месторождений. Данные столбца 5 отражают мощности палеоторфяников «стандартной» влажности, а столбца 6 – величину усадки торфяника после прекращения торфонакопления за период углефикации. В столбце 7 помещена длительность периода торфонакопления.

Из таблицы следует, что исходные для углей торфяники имели значительную мощность, а болота занимали обширные территории. Такие торфяники можно сравнивать с месторождением торфа «Филиппи» в Греции, у которого отложения торфа прослеживаются до глубины 200 м, причем верхняя 70 метровая залежь без минеральных прослоев имеет влажность от 72 до 89 %. Площадь болота более 10 000 га, а торфяника 5 000. возникновение этого болота относят к рисс-вюрмскому времени. Прирост торфа этого месторождения в галогене равен 0,46 мм в год [9].

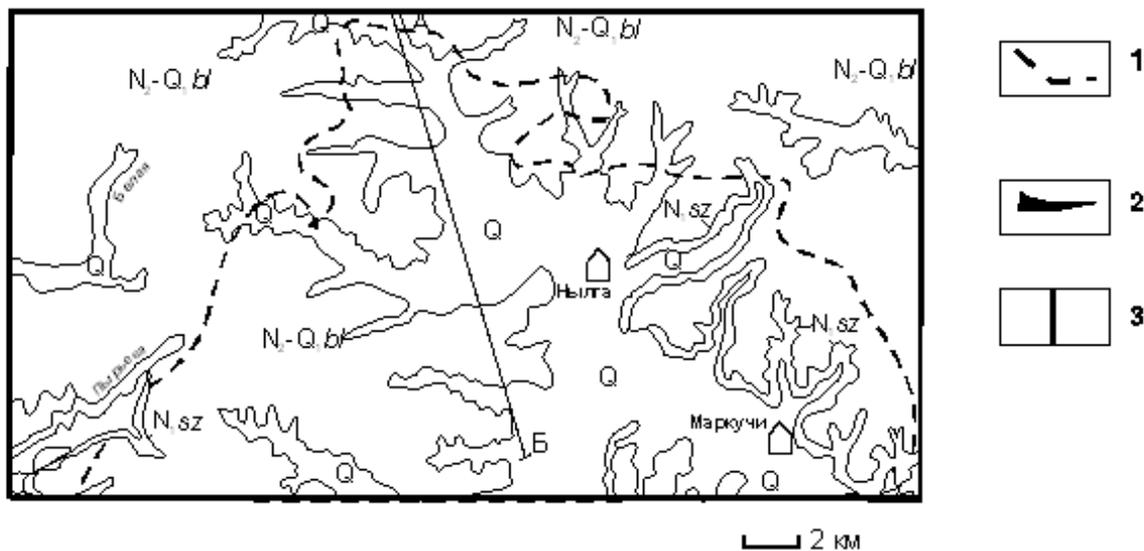
В Приамурье имеются торфяники 4,5 – 12,5 м мощности, площадью от 50 до 370 кв. км. В РФ площади болотных массивов, например Васюганских, составляет десятки тысяч кв.км.

В реконструированной толще палеоторфяников по показателям величины зольности изучаемых углей следует выделить этапы болотообразования, которые можно аппроксимировать с типами болотообразовательного процесса. Например, в скважине 220 Свободного месторождения в 12,4 метровой толще пласта II выделяется 11 перемежающихся слоев разной зольности. Пять из них общей мощностью 5,4 м имеют зольность от 8,9 до 11,9 %, 4 слоя общей мощностью 4,6 м с зольностью 12,6 – 16,1 %, один (1,0 м) – 24,7 % и углистая глина 0,4 м с зольностью 80,9 %. Этим слоям соответствуют торфяные отложения (снизу вверх): 1-й слой – 5,1 м с зольностью 8,5 %; 2-й – 4,3 м, зольность - 19,5 %; 3-й – 2,0 м, зольность – 9,4 %; 4-й – 1,1 м, зольность – 63,9 % (торфо-минеральные отложения); 5-й – 6,26 м, зольность – 7,7 %; 6-й – 9,6 м, зольность – 12,7 %; 7-й – 6,5 м, зольность – 9,9 %; 8-й – 5,92 м, зольность – 7,7 %; 9-й – 5,3 м, зольность 12 %; 10-й – 5,2 м, зольность 7,0 %; 11-й – 4,1 м, зольность – 8,3 %. Отсюда следует, что в накоплении этой торфяной толщи 1, 3, 5, 10 слои относятся к переходному типу торфообразования, а остальные – к низинному, при этом 4-й слой формировался

в условиях значительного привноса ила, что может быть обусловлено понижением базиса эрозии и увеличением стока.

Из характеристики зольности следует ожидать высокого обогащения торфа благородными металлами при низиной стадии, так как она происходит при условии высокого модуля поверхностного стока с прилегающих склонов. Напротив, малозольные торфа менее перспективны на благороднометальную минерализацию. По этому признаку их можно исключить при промышленной оценке металлоносности.

Продемонстрированный подход к реконструкции характеристик палеоболот и их торфяников изменяет ход интерпретации палеогеографической обстановки и побуждает использовать для интерпретации прямые, а не косвенные признаки процесса торфонакопления. Прямые признаки палеоболот полезно использовать при анализе истории развития месторождения бурых углей или только выделенных в нем пластов угля. Рассмотрим, к примеру, схему геологического строения Свободного бурогоугольного месторождения (рис.).



Геологический разрез по линии А-Б

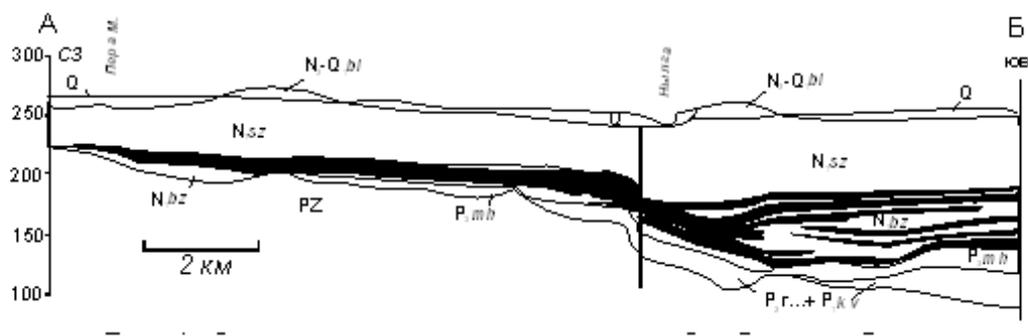


Рис. Схема геологического строения Свободного бурогоугольного месторождения.

1 - контур месторождения; 2 - пласты угля; 3 - разрывные нарушения. Буквы на схеме разреза: PZ - палеозойские отложения, P₂r...+ P₁kv - нерасчлененные райчихинская и кивдинская, P₃mh - мухинская, N₁bz - бузулинская, N₁sz - сазоновская, N₂-Q bl - белогорская свиты, Q - объединенные отложения.

На геологическом разрезе показан основной пласт II, который на своем северо-западном участке имеет простое сложение, с максимальной мощностью 24 м. От речки Нылга он разделяется на несколько самостоятельных пластов. Перепад высот почвы пласта у разрывного нарушения достигает 38 м на расстоянии 2 км. Учитывая, что выделенные пласты (снизу вверх) IV, III и II соединяются с основным пластом II, следует сделать вывод о непрекращающемся процессе заболачи-

вания северо-западной части угленосной впадины и о 5 этапах погружения юго-восточного фланга впадины. Единый торфяной массив в зоне разрывного нарушения к моменту первого погружения имел мощность около 24 м. Мощность минеральных осадков, компенсирующих погружение, составила 2,1 м. После чего начался этап заболачивания, приведший к накоплению 12,4 м торфа, длившейся 25-27 тыс. лет, который затем сменился очередным погружением. Из этой толщи торфа образовался уголь пласта III. Очередное погружение ознаменовалось величиной компенсирующих осадков 4,7 м. На этих наносах опять развился торфяник общей мощностью 47 м, у этого торфяника сформировался органоминеральный высокозольный горизонт. Длительность этого периода составила 105 тыс. лет. Очередное погружение привело к накоплению 10,2 м суглинков. Оно тоже сменилось периодом относительного спокойствия при заболачивании, когда отложилась торфяная залежь 22 м толщиной, из которой образовался уголь пласта I. Заболачивание длилось 45-47 тыс. лет.

На этом собственно и закончился этап палеоген-неогенового торфонакопления в Приамурье.

1. **Лаврик Н.А.** Благородные металлы в бурых углях Сутарского проявления. ГИАБ, ДВ-2, отд. вып. 2009. С. 70-78.
2. **Волк А.С., Брайская С.Ю., Иванов В.В. и др.** Новые подходы к извлечению золота из щелочных экстрактов бурых углей юга Дальнего Востока. ГИАБ, ДВ-1, отд. вып. 2009. С. 275-284.
3. **Кузьминых В.М., Сорокин А.П.** Миграция и накопление золота при гипергенных процессах // Вестник ДВ РАН. 2004. № 2. С. 113-118.
4. **Сорокин А.П., Кузьминых В.М., Колесников Г.Е., Рождественна В.И., Жмодин С.М.** Золото в бурых углях и технология его извлечения // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии. Всесоюзная научная конференция. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2010. С. 247-249.
5. **Середин В.В.** Распределение и условия формирования благородно-металльного оруденения в угленосных впадинах // Геология рудных месторождений. 2009. Т 49, № 1. С. 3-36.
6. Справочник по торфу / Под ред. А.В. Лазарева. М.: Недра, 1982. С. 6-40.
7. **Васильев И.А., Капанин В.П. и др.** Минерально-сырьевая база Амурской области на рубеже веков. Благовещенск, 2000. 168 с.
8. **Довгалева В.М., Малыгин В.И., Колесников Г.Е.** Отчет о предварительной разведке Свободного бурого угольного месторождения. Свободный: АмурРой ГРУ. 3 кн. 194 с. 52 гр. Пр. АТГФ-11820.
9. Торфяные ресурсы мира /Справочник под ред. А.О. Оленина. М.: Недра, 1988. 383 с.
10. **Короткий А.М., Лобанова Л.А.** О скорости и условиях голоценового торфонакопления на Дальнем Востоке // Палеогеографический анализ и стратиграфия антропогена Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 109-119.

ИЗВЛЕЧЕНИЕ ИОНОВ МОЛИБДЕНА ИЗ ВОДНЫХ РАСТВОРОВ ПРИРОДНЫМИ СОРБЕНТАМИ

С.С. Санжанова, Э.Л. Зонхоева

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, elis@geo.stbur.ru

Последние десять лет характеризуются стабильным спросом на молибденовую продукцию, восстанавливаются и модернизируются закрытые производства, создаются новые добывающие и перерабатывающие фабрики. В связи с этим пропорционально увеличивается нагрузка на окружающую среду, в частности, загрязненные сточные воды попадают в водные объекты.

Существует различные методы механической, физико-химической и биологической очистки сточных вод. Одним из наиболее эффективных методов глубокой очистки является сорбционный, позволяющий извлекать из воды многие неорганические и органические соединения. В качестве сорбентов используются мелкодисперсные вещества, обладающие развитой поверхностью. Так, дешевым и доступным материалом для очистки рудничных вод могут служить отходы горнодобывающей промышленности [1]. Природные цеолиты зарекомендовали себя в качестве недорогих сорбентов, применяющихся в очистке сточных вод от радионуклидов, тяжелых металлов, аммония и др. [2].

Нами исследовалась возможность применения природных клиноптилолит- и клиноптилолит-морденитсодержащих туфов, известняка для извлечения анионов молибдена из водных растворов. Величина емкости сорбента зависит от концентрации извлекаемого компонента в исходной воде.

Из изотерм сорбции, снятых в области концентраций молибдена до 0,01 М (рис.1) из растворов с рН 6, следует более высокая степень извлечения ионов молибдена клиноптилолитсодержащим туфом Холинского месторождения. В разбавленных растворах емкость клиноптилолит-морденитсодержащего туфа Мухор-Талинского месторождения сопоставима с емкостью известняка. С увеличением концентрации раствора емкость известняка не возрастает, а емкость цеолитсодержащих туфов может достигать до 1 мг-экв/г.

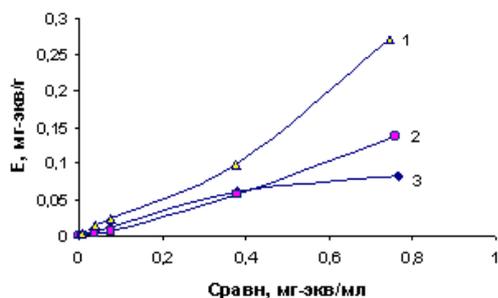


Рис. 1. Изотермы сорбции ионов Мо (VI) на: 1 - клиноптилолит-, 2 - клиноптилит-морденитсодержащем туфах, 3 - известняке

Исследована зависимость емкости туфов от кислотности разбавленного 0,0001 М раствора молибдата натрия (рис.2). Из рисунка видно, что понижение рН ниже 4 способствует повышению емкости цеолитовых туфов, что может быть связано с состоянием ионов молибдена в растворе. Известно, что при рН<4,5 ионы молибдена (VI) находятся в протонированной форме, а в сильнокислой среде преобладает молибденил-ион [3].

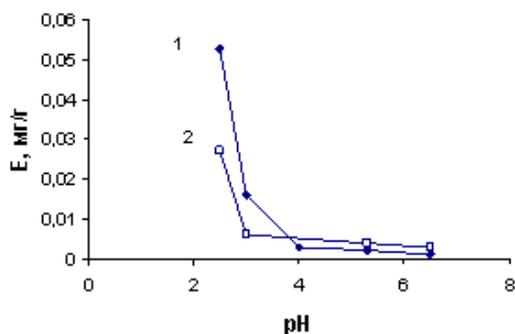


Рис. 2. Зависимость емкости сорбции от рН раствора Мо(+6) на: 1 - клиноптилолит-, 2 - клиноптилит-морденитсодержащем туфах

По данным моделирования [3], в растворах с концентрацией молибдена (VI), равной или ниже 0,001 моль/кг Н₂О, в интервале рН 0,2-3,5, не образуются полимерные ионы. Однако, несмотря на низкую концентрацию взятого нами раствора, присутствие сорбента создает условия для концентрирования ионов молибдена и, возможно, образования полимерных форм в фазе сорбента, что приводит к увеличению емкости туфов. В нейтральных и щелочных растворах Мо(VI) находится в виде молибдат-ионов, которые, вероятно, сорбируются хуже.

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют о возможности использования цеолитсодержащих туфов и известняка для извлечения ионов молибдена (VI) из кислых водных растворов. Результаты могут быть использованы в дальнейших исследованиях по очистке молибденсодержащих сточных вод.

1. Сулименко Л.П. // Аналитическо-информационный бюллетень. Вода и экология, проблемы и решения, сентябрь 2003.
2. Цицишвили Г.В., Андроникашвили Т.Г., Киров Г.Н., Филизова Л.Д. Природные цеолиты. М.: Химия, 1985. 224 с.
3. Подшивалова А.К., Черняк А.С., Карпов И.К. О некоторых превращениях форм молибдена (VI) в кислых растворах // Журнал неорганической химии. 1984. Т. 29, № 11. С. 2556-2557.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА ОШУРКОВСКОГО АПАТИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

В.Ю. Семенов

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

Ошурковский апатитоносный массив расположен в районе падей Ошуркова и Уточкина, в низовьях р. Селенга, на ее левом берегу в 0,8 км от основного русла, в 10 км к северо-западу от г. Улан-Удэ. К Ошурковскому массиву приурочено одноименное апатитовое месторождение.

Геологию района изучали В.А. Обручев, А.Е. Ферсман, Н.П. Семенов, Б.А. Гаврусевич, М.М. Тетяев, П.И. Налетов, А.М. Бильтаев, Д.В. Ветров, Д.В. Трунев, Г.М. Яценко, М.П. Михайлов и другие исследователи. На возможную практическую ценность апатитосодержащих пород Ошурковского массива впервые было обращено внимание геологом Бурятского геологического управления Г.М. Яценко в 1962 г. Заявка была подтверждена И.М. Федорченко и В.Н. Нефедовым.

Геологией месторождения занимались специалисты Геологического института СО РАН [1, 2, 3, 4, 7, 14], Института геологии и геофизики СО АН СССР [5, 10] и Института геохимии, минералогии и петрографии, геологии рудных месторождений РАН [13]. Необходимо отметить работы, посвященные габбро-пегматитам [10], гранитным пегматитам [8] и карбонатитам [9, 12]. Ряд работ посвящен технологическим аспектам переработки апатитовой руды месторождения [6].

Монцониты и монцодиориты, слагающие большую часть объема плутона, представляют собой темные среднезернистые, реже крупнозернистые массивные породы, местами с признаками полосчатости и трахитоидности. Они условно подразделены на меланократовые, мезократовые и лейкократовые. Все разновидности монцонитов и монцодиоритов сложены одними и теми же минералами, количество и состав которых закономерно меняется от меланократовых к лейкократовым породам. Для монцодиоритов характерен парагенезис: богатый Ti паргасит или паргаситовая роговая обманка (Prg); авгит, вплоть до Na-авгита (Срх); обогащенный Ti биотит (Bi), тройной полевой шпат (Tfs); олигоклаз, содержащий до 25-30% анортита и до 8% ортоклазовой составляющей (Pl); калинагровый полевой шпат (Kfs), апатит (Ap), ильменит (Ilm), титаномагнетит (Mag) и сфен (Spn). Повышенная концентрация апатита наблюдается в меланократовых мелко- и среднезернистых разновидностях монцодиоритов. Мезократовые разновидности монцодиоритов и сиениты, как правило, значительно беднее апатитом.

В *меланократовых монцодиоритах* ведущий фемический минерал - бурый паргасит, иногда переходящий в керсутит, который образует идиоморфные кристаллы. Более ранний авгит отмечается реже, количество его редко превышает 5-6%. Биотит присутствует постоянно в виде красновато-бурых лейст, но доля его в породе очень мала - около 2-3%. Из силикатных минералов преобладают Tfs и Pl. Точные их количественные соотношения оценить сложно, поскольку оба минерала образуют как оптически однородные, так и полисинтетически сдвойникованные кристаллы; различия в составе обычно выявляются лишь в процессе микронзондового анализа. Плаггиоклаз и Tfs наблюдаются в виде изометричных, реже - таблитчатых зерен с ровными ограничениями. Неправильные выделения Kfs отмечаются в очень небольшом количестве и тяготеют к интерстициям. Важной особенностью меланократовых монцодиоритов является обилие апатита, доля которого составляет 7-8%, местами до 10%. Апатит присутствует как в виде пойкилитовых включений в ранних Срх и Prg, так и в ассоциации с поздними минералами, что указывает на широкий температурный интервал кристаллизации.

В *мезократовых монцодиоритах* доля Bi по отношению к Prg возрастает, а в лейкократовых монцодиоритах содержания этих минералов примерно равны. Полевые шпаты в мезократовых монцодиоритах имеют те же характеристики, что и в меланократовых разновидностях, в лейкократовых преобладают криптопертитовый Tfs, сдвойникованный Pl и антипертитовый Kfs. Количество последнего заметно больше, чем в первых двух разновидностях. Границы между крупными зернами полевых шпатов неровные, извилистые, зубчатые. Доля апатита по-прежнему велика: в мезократовых монцодиоритах она составляет около 5%, а в лейкократовых - 3 %.

В *лейкократовых монцодиоритах* среди породообразующих минералов преобладают полевые шпаты: криптопертитовый Tfs, сдвойникованный Pl и антипертитовый Kfs. Количество последнего заметно больше, чем в более меланократовых разновидностях. Границы между крупными зернами полевых шпатов неровные, извилистые, зубчатые. Фемические минералы - Vt, светло-коричневый и бурый Amph - присутствуют примерно в равных количествах; Срх ранней генерации редок, встречается в виде единичных корродированных зерен, включенных в Amph. Доля Ap составляет около 3 об.%, из аксессуарных минералов постоянно отмечается Spn, изредка - ортит.

Рудные минералы - Ilm и Mag. Spn присутствует в лейкократовых монцодиоритах постоянно, в

мезократовых не всегда, а в меланократовых крайне редко.

Сиениты раннего этапа внешне близки к лейкократовым монцодиоритам, отличаясь более низким содержанием фемических минералов (менее 20%, обычно 10-15%) и, соответственно, более светлыми тонами окраски. Они сходны по набору и составу фемических минералов. Выделяются пироксен-биотитовые и амфибол-биотитовые разновидности. Сиениты сложены крупными зернами щелочных полевых шпатов с неровными, зазубренными границами, в меньшем количестве - неправильными зернами альбит-олигоклаза, местами с оторочкой Kfs. В интерстициях нередко присутствуют мелкие изометричные зерна почти чистого Ab и Or. В щелочном полевошпате Ab несколько преобладает над Or, содержание анортитовой молекулы варьирует в пределах 4-10%, что свидетельствует о принадлежности части щелочных полевых шпатов к тройным полевым шпатам. Содержание апатита ниже, чем в габбро, но повышенное для сиенитов - от 1 до 2,5%. К числу акцессорных минералов, помимо Ar, Spn, Pm и Mag, добавляются единичные мелкие зерна циркона.

Щелочно-полевошпатовые сиениты позднего этапа - светлые породы с кремовыми или пепельно-серыми тонами окраски, слабо порфирированные и среднезернистые. Различаются мезократовые (около 10% фемических минералов) и лейкократовые разновидности. Наиболее характерной особенностью пород рассматриваемой группы является доминирование в их составе щелочного полевого шпата с четко выраженными полосчатыми и ленточными пертитами (пертиты распада) и с преобладанием альбитовой составляющей: 50-87%. Плагиоклаз (альбит) редок, его доля варьирует от нуля до нескольких процентов. Кварц либо отсутствует, либо наблюдается в виде единичных мелких интерстициальных выделений; в некоторых телах лейкократовых (жильных) сиенитов его количество достигает 10 об. %. Как и в сиенитах раннего этапа, в щелочно-полевошпатовых сиенитах выделяются существенно амфибол-биотитовые и существенно пироксен-биотитовые разновидности. Амфибол представлен эденитом, а клинопироксен - натриевым салитом, содержащим 8-9% эгириновой молекулы. Для амфиболов и биотитов щелочно-полевошпатовых сиенитов характерно более высокое содержание F, чем в одноименных минералах пород предыдущего этапа. Акцессорные - Spn, Mag и Ar; количество последнего местами достигает 1%.

Дайковые образования по набору слагающих их минералов сходны с плутоническими породами близкого состава, но заметно отличаются от них по структурно-текстурным характеристикам. *Мелкозернистые монцодиориты и монциты* представляют собой порфирированные и равномерно-зернистые породы от тонко- до мелко-среднезернистой структуры; текстура пород массивная, иногда трахитоидная. В порфирированных разновидностях установлены три главные ассоциации вкрапленников: Amph + Ar + Crx ± Vt (лампрофиры), Amph + Ar + Pl ± Crx ± Vt и Crx + Ar. В базисе порфирированных пород наибольшим распространением пользуются Amph, Vt и полевые шпаты (соотношение салических и фемических фаз варьирует от 3:2 до 4:1); Crx встречается крайне редко. Содержание апатита в дайках достигает 10-12%. *Двуполевошпатовые и щелочно-полевошпатовые сиениты* - среднезернистые, как правило, массивные породы. Среди двуполевошпатовых сиенитов изредка отмечаются разности порфирированной структуры; вкрапленники представлены Amph, Vt, Ar.

Габбро-пегматиты представлены жильным и шлировым морфологическими типами [11]. Мощность жильных тел обычно не превышает 0,5 м, размеры шлиров колеблются в пределах 1-2 м в поперечнике. Они, как и другие породы массива, пересекаются дайками аплитов и гранитных пегматитов. Образование пегматитов связано с завершающими стадиями становления массива. Макроскопически они представляют собой массивные, крупно- и гигантозернистые породы светло-серого, серого цветов. В целом минеральный состав вмещающих габброидов, шлировых и жильных пегматитов близок, хотя и наблюдаются некоторые различия. В шлировом пегматите широко распространен скаполит, который ни во вмещающих габбро, ни в жильных телах не установлен. В жильном пегматите присутствует повышенное количество биотита. Минеральный состав пегматитов: Pl 20-30%, Crx 35-40%, Ar 5-10%, эпидот 5-7%, Spn 0-5%, Mag 0-3%, Amph 1-5%, скаполит 10-30% (в шлировом пегматите). Апатит обычно образует идиоморфные зерна. В шлировом пегматите он слагает вкрапленность и гнездообразные скопления размером до 2-15 см в поперечнике. Апатит ассоциирует с Crx, Pl, Spn. Более высокое его содержание отмечено в жильном пегматите [11].

Гранитные пегматиты подразделяются на стандартные пегматиты (СП) и пегматитовые жилы с меланократовыми краевыми зонами (ПМЗ) [8]. Стандартные пегматиты распространены по всей площади Ошурковского массива и выходят в ближайшее его обрамление. Породы второго типа присутствуют, главным образом, в центральной и южной частях массива. СП образуют дайкообразные и жилкообразные тела протяженностью от нескольких десятков метров до 500-600 м. Их мощность варьирует от 10-15 см до 4-5 м, падение как пологое, так и крутое. Предпочтительная ориентировка отсутствует. Границы тел четкие, прямолинейные. Местами в них отмечаются несмещенные ксенолиты вмещающих пород. Внутреннее строение наиболее крупных тел нередко зональное, с существенно кварцевым ядром и обычным набором зон (от периферии к центру): аплитовой, графической и субграфической, блоковой. Более мелкие жилы сложены незакономерно чередующимися участками с различной структурой от весьма крупнокристаллической до аплитовой [8].

Карбонатитовые жилы рассредоточены по площади массива [9, 12]. Они выявлены в левом борту Уточкиной пади, в частности в обнажении Уточкина падь (Береговое обнажение, обнажение А.Е. Ферсмана). В этом обнажении жила № 1 [12] прослежена на 70 м. Жила № 2 вскрыта карьером у подножья левого борта Уточкиной пади. Мощность жил варьируют от 2-3 до 60 см (в среднем 30 см). Жилы ориентированы на северо-восток 40-60° с падением на северо-запад под углами 40-50°. Контакты резкие, секущие по отношению к расслоенным силикатным породам массива.

Карбонатиты имеют флюидальную текстуру, выражающуюся в ориентированном вдоль контактов жил распределении породообразующих минералов и разрушенных ксенолитов вмещающих пород. Основная масса темноцветных минералов и ксенолиты вмещающих пород тяготеют к лежащему контакту жил, что указывает на гравитационный характер осаждения минералов в карбонатитообразующей среде, а нарушение монолитности ксенолитов и их «растаскивание» вдоль жилы свидетельствует о механическом воздействии этой среды на ксенолиты.

Главный минерал карбонатитов - молочно-белый кальцит (80-95%). Иногда в значительном количестве присутствуют сетчатый барит, флогопит и Mag. К второстепенным минералам относятся ортит и Spn. Последний ассоциирует с флогопитом и Mag. Во вмещающих породах вдоль жилы № 1 и в самой жиле наблюдаются более поздние окварцевание и цеолитизация, прожилковые агрегаты халцедона и кварца. При этом кальцит карбонатитов приобретает желтоватый оттенок. На контакте присутствует маломощная (до 1 см) существенно Vi оторочка, содержащая щелочные полевые шпаты, Spn, Mag, Ap. У жилы № 2 контакты тектонизированы, сопровождаются глиной трения. Окварцевание и цеолитизация отсутствуют [9, 12].

Выводы. Ошурковский массив по своему строению представляет собой своеобразный plutonicкий комплекс, сложенный крупно- и среднезернистыми щелочными монцодиоритами и сиенитами. Повышенная концентрация апатита наблюдается в меланократовых мелко- и среднезернистых разновидностях монцодиоритов, а также габбро-пегматитах. Для интрузива характерны разнообразные жильные породы, с которыми могут быть связаны процессы постмагматического перераспределения апатита, приведшие к формированию богатых руд.

1. **Андреев Г.В.** Генетические особенности Ошурковского апатитового месторождения // Апатиты. М.: Наука, 1968. С. 300-304.

2. **Андреев Г.В., Гордиенко И.В., Кузнецов А.Н., Кравченко А.И.** Апатитоносные диориты Юго-Западного Забайкалья. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1972. 157 с.

3. **Занвилевич А.Н., Карманов Н.С., Бурдуков И.В., Литвиновский Б.А.** Оценки условий кристаллизации габбро-сиенитовой серии на основе химического состава минералов (Ошурковский массив, Забайкалье) // Записки Всероссийского минералогического общества. 1999. т. 128. №1. С. 25-47.

4. **Кузнецов А.Н.** Минералогия и геохимия апатитоносных диоритов. Новосибирск: Наука, 1980. 102 с.

5. **Кузнецова Л.Г., Василенко В.Б., Холодова Л.Д.** Особенности состава породообразующих минералов Ошурковского массива // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, т. 11. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН. 1996. С. 81-97.

6. **Лбов В.А., Лбов А.В.** Агрохимическое сырье // Разведка и охран недр. 2007. № 12. С. 48-54.

7. **Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Посохов В.Ф., Врублевская Т.Т., Бурдуков И.В.** Новые данные о строении и времени формирования Ошурковского массива щелочных габбро и сиенитов (Забайкалье) // Геология и геофизика. 1998. т. 39. №6. С. 730-744.

8. **Литвиновский Б.А., Ярмолюк В.В., Занвилевич А.Н., Шадаев М.Г., Никифоров А.В., Посохов В.Ф.** Источники и условия формирования гранитных пегматитов Ошурковского щелочно-монцонитового массива, Забайкалье // Геохимия. 2005. № 12. С. 1251-1270.

9. **Никифоров А.В., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г., Журавлев Д.З.** Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья: изотопно-геохимические характеристики и источники // Петрология. 2002. т. 10. № 2. С. 168-188.

10. **Поляков Г.В., Богнибов В.И., Кривенко А.П., Балыкин П.А.** О происхождении, формах проявления и распространенности апатитовой минерализации Ошурковского типа на юге Сибири // Геология и геофизика. 1980. №6. С. 19-28.

11. **Рампилов М.О.** Особенности минерального состава габбро-пегматитов Ошурковского габброидного массива // Рудоносность ультрамафит-мафитовых и карбонатитовых комплексов складчатых областей. Материалы международной молодежной школы-семинара. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2008. С. 60-61.

12. **Рипп Г.С., Кобылкина О.В., Дорошкевич А.Г., Шаракшинов А.О.** Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2000. 224 с.

13. **Тяжелов А.Г.** Петрографическое своеобразие Ошурковского апатитоносного массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. №7. С. 47-55.

14. **Litvinovsky B.A., Jahn B.M., Zanzvilevich A.N., Shadaev M.G.** Crystal fractionation in the petrogenesis of an alkali monzodiorite-syenite series: the Oshurkovo plutonic sheeted complex, Transbaikalia, Russia // Lithos. 2002. 64. P. 97-130.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ХАРГИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Т.С. Серебрянская¹, Э.И. Ковалевский²

¹ОАО «Покровский рудник», Благовещенск, Taurika@ Rambler.ru

²Московский Государственный Геологоразведочный университет, Москва,
Erikggru@ Rambler.ru

В настоящее время метаморфизм рассматривается как динамический процесс, тесно связанный с тектонической эволюцией земной коры, магматическими явлениями, широкомасштабной фильтрацией флюидных фаз разного происхождения.

Изучение метаморфических процессов имеет важное металлогеническое значение. Так, прогрессивный метаморфизм зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации сопровождается дегидратацией, что приводит к высвобождению очень большого объема воды, которая перемещаясь, выщелачивает, переносит и отлагает многие элементы-примеси. Разгрузка метаморфогенных вод в области умеренных и низких давлений может приводить к созданию локальных концентраций рудных и нерудных компонентов. С увеличением температуры циркуляция водных флюидов сменяется диффузионным массообменом на коротких расстояниях, и рудогенерирующая роль метаморфизма высших ступеней сводится к локальному обогащению и преобразованию ранее существовавших рудных тел [1, 2].

Структурно-текстурные особенности и минеральный состав пород Харгинского рудного поля свидетельствуют о наложенности на породы метаморфизма зеленосланцевой фации. В сланцах отмечаются редко реликтовые зерна роговой обманки, клинопироксена и граната. По ним развиваются актинолит, биотит, хлорит и серицит. Наличие реликтовых минералов свидетельствует о том, что ранее породы претерпели метаморфизм в условиях низких ступеней эпидот-амфиболитовой фации. На начальной стадии прогрессивного метаморфизма базальты и породы повышенной основности были превращены в метабазальты и зеленые сланцы, состоящие из хлорита, актинолита, эпидота, кальцита и альбита. Плаггиоклаз, как наименее устойчивый минерал, разлагается с образованием альбита и кальциевых минералов - эпидота и кальцита. По цветным минералам развивается хлорит, актинолит, эпидот. Альбит выделяется в виде зерен неправильной формы без двойникового строения, которые можно принять за кварц. Кварц также отмечается в метабазальтах, но в небольшом количестве. Хлорит представлен чаще всего прохлоритом с сильным плеохроизмом, аномальными (бурыми, синими) интерференционными окрасками. Кроме железистого эпидота отмечается бесцветный клиноцоизит, количество которого возрастает с повышением температуры. Актинолит присутствует в виде игольчатых кристаллов с меняющейся окраской - от бледно-зеленого до почти бесцветного в разновидностях, близких к тремолиту. Метабазальты и зеленые сланцы близки по минеральному составу, но различаются строением породы. Для метабазальтов характерны сохранившиеся реликты первичных магматических структур и текстур. В связи с этим их структуры можно назвать бластопорфировыми. В зеленых сланцах структуры и текстуры протолита практически полностью стертые в результате перекристаллизации, что привело к формированию лепидо-, нематогранобластовых структур. Так как среди минералов широко развиты гидроксилсодержащие кристаллические фазы (хлорит, актинолит, эпидот), а базитовый протолит беден водой, следует, что метаморфизм зеленосланцевой фации сопровождался привнесением H₂O и является метаморфизмом гидратации. Процесс протекает при нагреве протолита и может рассматриваться как прогрессивный метаморфизм, но по отношению к базитовому протолиту зеленосланцевый метаморфизм является регрессивным.

Глинистый (пелитовый) протолит беден кальцием (≤ 2 мас.% CaO), и натрием (0,5-2,5 мас. % Na₂O), богат алюминием (13-18 мас. % Al₂O₃) и, как правило, калием (2-7 % K₂O). Содержание кремнезема составляет 55-65 мас. % [3, 4]. Метаморфизм пелитов начинается с превращения глинистых минералов в серицит, хлорит, пирофиллит. Этот процесс приводит к образованию филлитов (фация зеленых сланцев), состоящих в основном из серицита, хлорита и кварца. Метапелиты формируются при температуре от 300-400 до 500-600°C [2, 3]. В ходе прогрессивного метаморфизма филлиты преобразовались в серицитовые, хлоритовые и хлорит-серицитовые сланцы, которые имеют тот же минеральный состав, но отличаются большей степенью перекристаллизации. Размер зерен кварца и чешуек слюдястых минералов увеличивается, в результате чего отмечаются полосы существенно кварцевого и преимущественно хлорит-серицитового состава, которые образуют гранобластовые и лепидогранобластовые структуры. В серицит-хлоритовых сланцах отмечаются порфиробласты граната, а также стильномелан, который можно рассматривать как железистый аналог пирофиллита, образовавшийся

в результате частичной дегидратации гидрослюд. Мусковит представлен фенгитовой разновидностью, а биотит отличается высокой железистостью и низкой глиноземистостью. Отмечаются также акцессорные минералы - циркон, рутил, турмалин, сфен, апатит.

Данные химического анализа метаморфических пород позволяют судить о генетической принадлежности исходных пород. При идентификации природы протолита используют петрохимические диаграммы, рассмотренные в литературных источниках [1, 2]. Результаты пересчета химического анализа вмещающих пород Харгинского рудного поля (сланцев афанасьевской свиты) были нанесены на одну из таких диаграмм, из которой видно, что нанесенные данные легли в поле метапелитов зеленосланцевой метаморфической зоны, для которой типичными ассоциациями являются мусковит - хлорит - кварц и альбит - эпидот - кварц (рис.1).

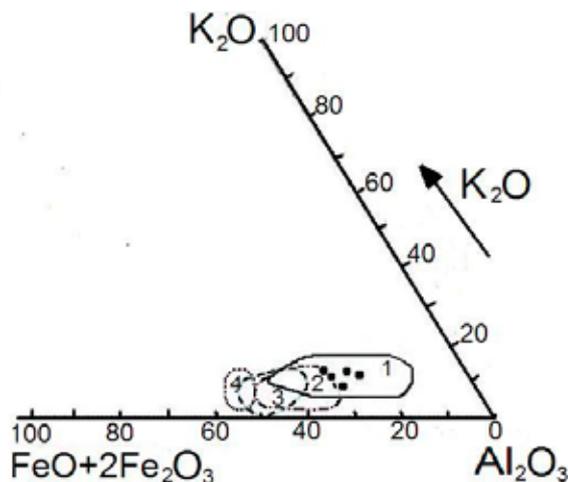


Рис. 1. Результаты химического анализа сланцев афанасьевской свиты, нанесенные на петрохимическую диаграмму полей метапелитов: 1 - зеленосланцевой фации; 2 - зоны ставролита; 3 - зоны кианита; 4 - зоны силлиманита.

Для фации зеленых сланцев характерен ограниченный набор главных минералов и парагенезисов. Альбит и мусковит зеленосланцевой фации являются, как правило, единственными концентраторами Na и K. Главные минералы фации – хлориты, белые слюды, эпидот – имеют широкий интервал изменения состава, по сравнению с другими фациями и изучение составов сосуществующих минералов заметно зависит от фациальных условий, определяя важность изучения их составов. Из всех полевых шпатов в фации зеленых сланцев широко распространен только альбит, остальные полевые шпаты в этой фации метаморфизма неустойчивы.

Из минералов группы эпидота наиболее распространен ряд клиноцоизит - эпидота. Эпидоты близки к своей теоретической формуле и в них колеблется только железистость и содержание H_2O . На изучаемой площади эпидоты относятся к маложелезистым эпидотам – клиноцоизитам, характерным для метабазальтов без кварца (f до 8 %), а также по своему составу приближаются к эпидотам из основных пород с кварцем (метадиабазов, метапелитов) с железистостью до 25 % [1, 4] (рис. 2).

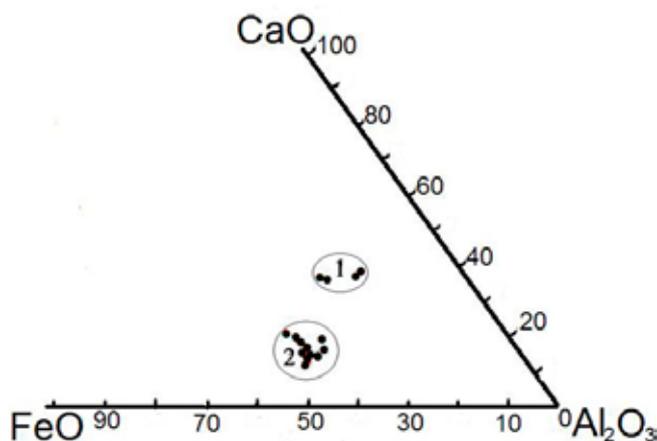


Рис. 2. Химический состав эпидотов: 1- эпидот-клиноцоизит из метабазальтов без кварца; 2- эпидоты из метадиабазов, метапелитов с кварцем.

Актинолит является единственным широко распространенным амфиболом в фации зеленых сланцев. Из-за низких содержаний в нем Na и Al, характерных для актинолитов фации зеленых сланцев, химический состав актинолитов Харгинского рудного поля близок к теоретическому [2].

Хлориты являются наиболее распространенными минералами пород зеленосланцевой фации метаморфизма. Средний состав хлоритов из метабазитов близок к составу прохлоритов. Хлориты же из метапелитов отличаются более высоким содержанием алюминия и большей железистостью. Классификация хлоритов по Хею [5] позволила выявить 3 химические разновидности минерала по соотношению кремния и железистости: это репидолит, брунсвигит и диабантит. Наиболее широко распространены брунсвигиты (67%), в меньшем количестве отмечаются репидолиты (22%) и диабантиты (11%).

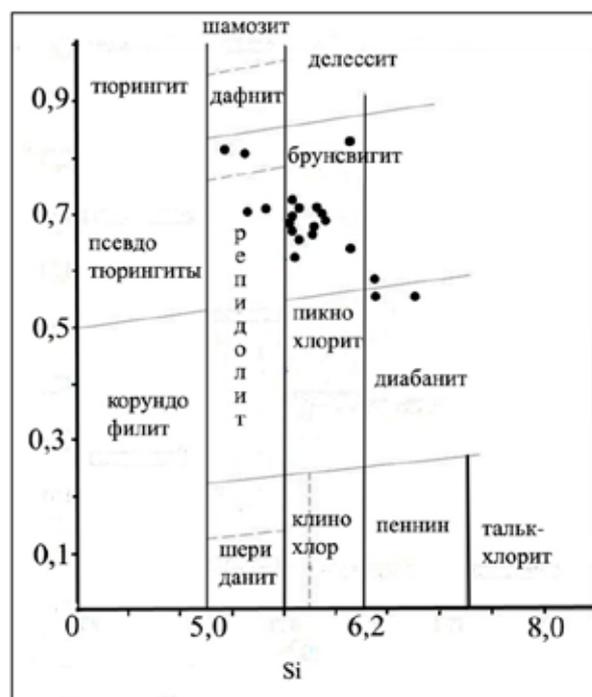


Рис. 3. Химический состав хлоритов Харгинского рудного поля.

Сопоставление составов хлорита с уровнем золотоносности пород, в которых они развиты, показало, что породы характеризуются низким содержанием золота ($Au < 0,20$). Брунсвигиты и репидолиты наиболее часто отмечаются во внешней зоне метасоматических тел в гранатовых и биотитовых разновидностях, контактирующих с метабазальтами. Диабантиты также наблюдаются во внешней зоне метасоматических тел в актинолит – эпидот – хлорит - кальцитовых разновидностях метасоматитов вблизи зон интенсивного катаклаза, лимонитизации.

Выводы: 1. Выяснено, что протолитом сланцев афанасьевской свиты являлись метапелиты, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации. 2. Отмечены две разновидности эпидотов: а) маложелезистые эпидоты – клиноцоизиты, встречающиеся в безкварцевых метабазальтах (f до 8 %); б) эпидоты из основных пород с кварцем (метадиабазов, метапелитов) с железистостью до 25%. 3. Выявлено 3 химические разновидности хлорита по соотношению кремния и железистости: это репидолит, брунсвигит и диабантит. Все разновидности хлоритов характеризуются низкими содержаниями золота и слагают внешнюю зону метасоматических тел. Брунсвигиты и репидолиты отмечаются в гранатовых и биотитовых разновидностях, а диабантиты – в актинолит-эпидот-хлорит-кальцитовых разновидностях метасоматитов.

1. **Великославенский Д.А.** Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л.: Наука, Ленингр. отд., 1972, 192 с.
2. **Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В.** Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М.: Недра, 1972.
3. **Елисеев Н.А.** Метаморфизм. М.: Недра, 1963.
4. Метасоматизм и метасоматические породы / ред. А.В. Жариков, В. Л. Русинов. М.: Научный мир, 1998.
5. **Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.** Породообразующие минералы. М.: Мир, 1966. 1-5 том.

НОВЫЙ ТИП РУДОНОСНОСТИ Zr-TR-Nb РУД МАССИВА БУРПАЛА (СЕВ. ПРИБАЙКАЛЬЕ) И ИХ МИНЕРАГЕНИЯ

И.А. Сотникова, Н.В. Владыкин

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

Щелочной ультраредкометалльный массив Бурпала находится в Северном Прибайкалье в 100 км к северо-востоку от п. Нижнеангарск в пределах Сыннырского нагорья (рис. 1). Он детально изучался в основном в 60-е годы XX в. А.М. Портновым, А.А. Ганзеевым и другими.



Рис. 1. Положение щелочных массивов в структурах Северного Прибайкалья. Массивы: 1 - Акит, 2 - Бурпала, 3 - Сынныр.

Массив представляет собой интрузию центрального типа площадью около 250 км², возрастом 287 млн. лет. Он сложен нефелиновыми сиенитами и пуласкитами, в приконтактовой части переходящими в кварцевые сиениты. Жильные породы представлены дайками шонкинитов, содалитовых сиенитов, лейкократовых гранофиров, щелочных гранитов и многочисленных редкометалльных щелочно-сиенитовых пегматитов, двумя дайками карбонатных пород (возможно, карбонатитов). Все породы секутся крупной дайкой флюорит-апатитовых пород со слюдой и магнетитом.

Редкометалльная минерализация Бурпалинского массива очень разнообразна. К примеру, здесь найдено около 80% Zr-силикатов, известных в природе [1], они концентрируют Y и иттриевые земли. Микрозондовые исследования подтвердили наличие следующих минералов:

Zr-силикаты - циркон, эвдиалит, ловенит, Ti-ловенит, велерит, бурпалит, сейдозерит, Са-сейдозерит, розенбушит, власовит, катаплеит, Са-катаплеит, эльпидит.

Минералы Ti - сфен, астрофиллит, рамзаит, Mn-нептунит, бафертисит, чевкинит, Mn-ильменит, пирофанит, Sr-перрьерит, ландауит, рутил, анатаз, брукит;

Минералы TR - лопарит, металопарит, бритолит, ринколит, меланоцерит, бастнезит, паризит, анкилит, монацит, TR-апатит;

Минералы Nb – пироклор, лопарит;

Другие редкие минералы: лейкофан, гамбергит, эвдиалит, пироклор, бетафит, торит, торианит, тайниолит, бревстерит, криолит и др.

Руды находятся на высокогорье и их можно добывать открытым способом.

Нами предложена новая схема массива: шонкиниты→нефелиновые сиениты→щелочные сиениты→кварцевые сиениты→жильные породы: мариуполиты, редкометалльные пегматиты, щелочные граниты, апатит-флюоритовые породы, карбонатиты [2].

На массиве разведаны редкометалльные месторождения Zr, Nb, TR, сконцентрированные в сиенит-пегматитах приконтактовой северо-западной части и центральной части массива. Концентрации редких элементов в пегматитах достигают следующих максимальных значений: Zr - 4%, TR - 2.5%, Y - 0.5%, Nb - 0.4% и представляют промышленный интерес. По нашим представлениям, редкометалльная минерализация в пегматитах кристаллизовалась из остаточного магматического расплава.

Для пегматитов Бурпалинского массива характерна большая дисперсия суммы TR, которая варьирует от 500 ppm до 36000 ppm, что можно объяснить высокой щелочностью пегматитов. Пегматитовые тела мы разделили на различные типы по спектрам РЗЭ с учетом главных минералов-концентраторов РЗЭ. В результате получили 6 групп пегматитов, различающихся спектром РЗЭ. Следует отметить, что не встречаются пегматиты с каким-нибудь одним концентратором РЗЭ, но имеется два вида пегматитов: в I - концентратором является один главный минерал (70%), а во II - главными концентраторами является группа минералов.

На рис. 2.1 представлены спектры TR *первой группы* пегматитов. Можно выделить три разновидности пегматитов: 1 - с эвдиалитом (характерны наивысшие содержания РЗЭ), 2 - с игольчатыми цирконосиликатами группы ловенита – сейдозерита, 3 - с катаплеитом. Различные содержания РЗЭ в этих минералах связаны с различными кремнекислородными радикалами в структуре минералов, однако очень близкая конфигурация спектров говорит, скорее всего, о накоплении

РЗЭ всего в одной структурной позиции. Все три разновидности пегматитов являются высокощелочными, с большим значением $K_{\text{ант}}$, что приводит к кристаллизации цирконосиликатов вместо циркона. Линии спектров, начиная от Eu, имеют почти горизонтальный характер с небольшим подъемом к конечным членам РЗЭ.

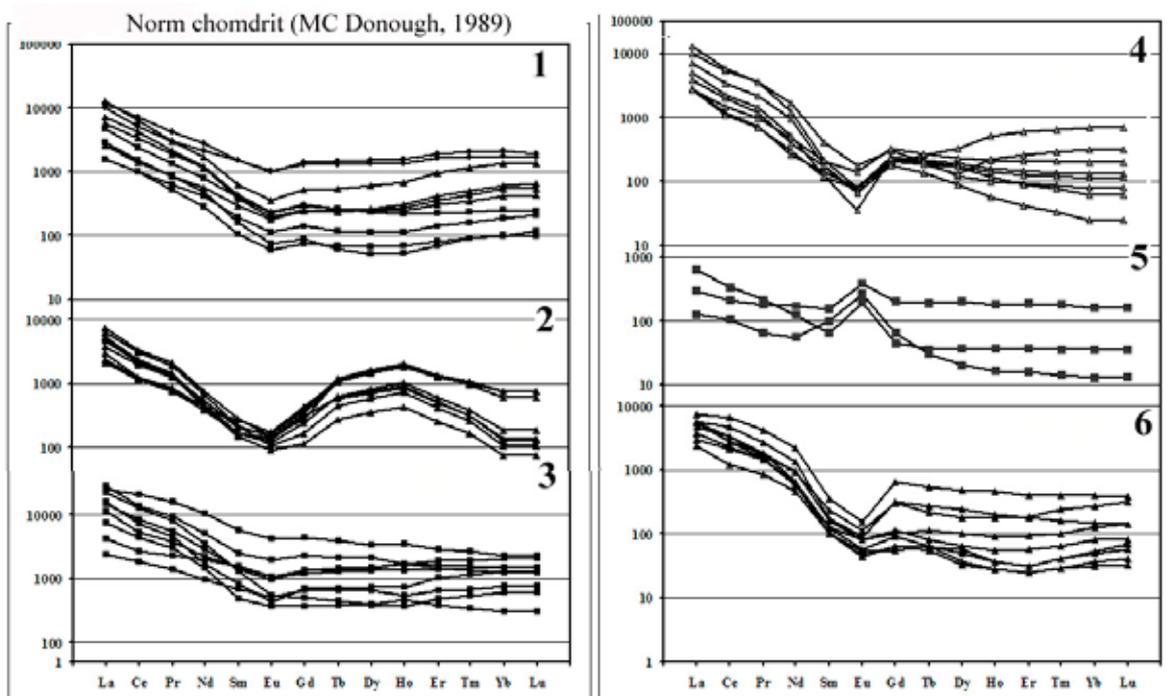


Рис. 2. Распределение редкоземельных элементов в пегматитах массива Бурпала.

Условные обозначения: 1 - пегматиты 1 группы (с Zr-силикатами), 2 - пегматиты 2 группы (с астрофиллитом), 3 - пегматиты 3 группы (с ильменитом), 4 - пегматиты 4 группы (с лопаритом и ловенитом), 5 - пегматиты 5 группы (альбитовые), 6 - пегматиты 6 группы (с лопаритом и ильменитом).

Для пегматитов *второй группы* характерны значительные содержания в них астрофиллита при переменных, незначительных концентрациях лопарита и цирконосиликатов. Для этой разновидности характерна синусоидальная линия спектра TR (рис. 2.2). В начале от La до Eu идет постепенное увеличение наклона спектра (вниз), затем от Eu до Ho идет закономерный подъем линии спектра вверх, далее от Ho до Yb идет опускание линии спектра и почти горизонтальная линия от Yb до Lu. Суммарное содержание РЗЭ соизмеримо с пегматитами первой группы.

Пегматиты *третьей группы* характеризуются значительными содержаниями манганоильменита. Кроме него в варьирующих количествах встречаются лопарит и цирконосиликаты. Для спектров TR этих пегматитов (рис. 2.3) характерен очень незначительный наклон спектра и высокие, по сравнению с другими пегматитами, содержания суммы РЗЭ. Фракционирование Eu в них почти полностью отсутствует, и линия спектра после Eu почти горизонтальна.

В пегматитах *четвертой группы* главным концентратором РЗЭ являются лопарит и цирконосиликаты. Пегматиты обычно лейкократового состава, иногда содержат нефелин. Спектр TR представлен на рис. 2.4. В начале линия спектра от La до Eu имеет довольно резкий наклон вниз, затем испытывает подъем до Gd и далее проходит почти горизонтально до Lu с некоторой дисперсией в обе стороны. Спектр характеризуется некоторой аномальностью Sm, который находится почти на одной линии с Eu.

Пегматиты *пятой группы* характеризуются лейкократовым, существенно альбитовым составом. Редкометалльные минералы в ней присутствуют в очень незначительных количествах, поэтому и суммы TR низкие. Спектр РЗЭ этих пегматитов резко отличается от других разновидностей (рис 2.5). В начале от La до Sm линия спектра почти горизонтальная, в некоторых пробах с небольшим наклоном, затем наблюдается резкое положительное фракционирование Eu (вверх) и далее от Gd до Lu линия спектра опять горизонтальная, вероятно, фракционирование Eu связано с накоплением его в альбитовой составляющей пегматитов.

В пегматитах *шестой группы* среди концентраторов преобладают лопарит и ильменит, иногда встречается пироклор. Пегматиты более меланократовые с преобладанием эгирина над амфиболом-арфведсонитом. Спектры TR этой разновидности (рис. 2.6) довольно похожи на спектры предыдущих пегматитов, но имеют свои особенности. В начале идет равномерное довольно резкое пони-

жение линии спектра до Eu (без Sm аномальности), затем резкий подъем спектра от Eu до Gd и далее почти горизонтально линии с некоторым подъемом линии спектра от Er до Lu (в некоторых пробах).

Большая аналитическая выборка содержаний редких элементов для всех разновидностей пегматитов в виде спайдер-диаграмм представлена на рис. 3.

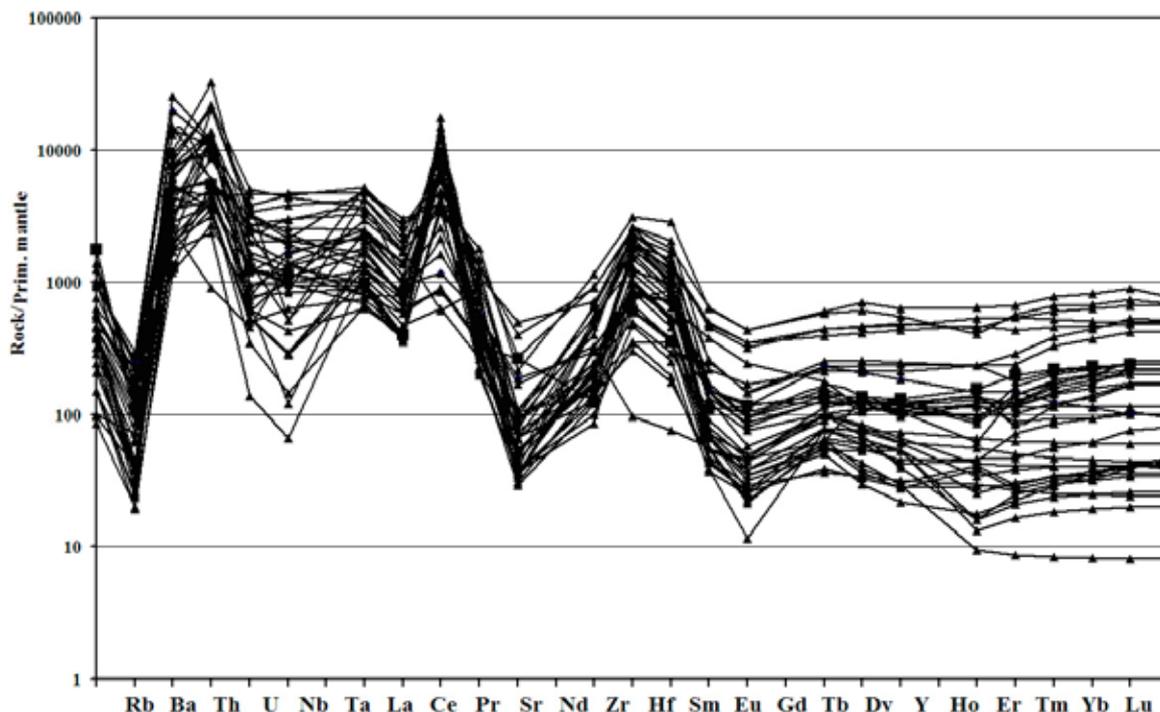


Рис. 3. Спектры распределения редких элементов в пегматитах Бурпалинского массива.

Несмотря на сильное различие минеральных парагенезисов редкометалльных минералов в отдельных телах пегматитов, для них характерен очень компактный тренд линий этих элементов с одинаковыми положительными и отрицательными аномалиями. В начале мы наблюдаем отрицательную аномалию Ba по сравнению с Rb, затем резкий подъем по Th - U, затем начинается понижение от Nb, Ta к La - Pr и затем резкая отрицательная аномалия Sr, далее начинается опять резкий подъем Nb, Zr, Hf и далее опускание линии спектра до точек Eu. Далее форма спектров от Eu до Y имеет положительную дугообразную форму с максимумом на Tb и далее постепенное повышение до Yb, в целом, от Sm линии точек составов располагаются почти горизонтально с довольно значительными вариациями относительных содержаний в элементах при отношении к примитивной мантии от 20 до 1000. Такое компактное почти параллельное расположение линий спектров отдельных проб пегматитов свидетельствует скорее о малой временной дифференциации вещества этой единой магмы и возможно, что отдельные тела пегматитов и полосчатые зоны являются просто апофизами одного крупного тела.

Массив Бурпала находится в 100 км от п. Нижнеангарск и является перспективным объектом на редкометальное стратегическое сырье.

1. **Владыкин Н.В., Миузаки Т.** Уникальный массив щелочных пород – Бурпала // Труды научной школы «Щелочной магматизм земли». М.: ГЕОХИ РАН, 2001. С. 73-75.

2. **Сотникова И.А., Владыкин Н.В.** Петрогеохимические и минералогические особенности редкометальных массивов Сев. Прибайкалья // Известия Сибирского отделения секции наук о Земле Российской Академии естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Иркутск: Изд-во ИргТУ, 2009. №9 (35).

КОМПЛЕКСНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ НИЗКОКАЧЕСТВЕННЫХ МОЛИБДЕНОВЫХ КОНЦЕНТРАТОВ И ПРОМПРОДУКТОВ

Е.Н. Стяжкина¹, Г.И. Хантургаева^{1,2}

¹Байкальский институт природопользования СО РАН,

²Бурятский государственный университет, Улан-Удэ

Необходимость создания рациональных технологий переработки молибденовых руд связана, прежде всего, с сокращением сырьевой базы молибденовой промышленности России, ухудшения качества руд и в значительном отставании производства молибдена от потребностей в нем. В целом по стране валовой удельный расход молибдена на 1 тонну выплавляемой стали почти в 3 раза меньше, чем в развитых зарубежных странах.

С точки зрения вещественного состава труднообогатимые руды характеризуются тонкозернистой структурой и сложной текстурой, близостью физических и физико-химических свойств минералов, тесной взаимосвязью полезных компонентов с другими минералами. Все это обуславливает малую эффективность вскрытия минералов и их обогащения.

В Забайкалье разведан ряд месторождений с промышленными запасами молибдена и наиболее перспективными из них являются Ореkitканское, Бугдаинское, Мало-Ойногорское, Жарчихинское месторождения. Введение в эксплуатацию этих месторождений, расположенных на территории Забайкальского края и Республики Бурятия и, располагающих огромными запасами молибдена, позволит существенно сократить дефицит страны в металле.

Разработка рациональной технологии переработки труднообогатимых руд этих месторождений и образующихся в технологическом процессе промпродуктов и черновых концентратов на сегодняшний день является актуальной проблемой. При этом важной задачей является попутное извлечение вольфрама и рения. Из-за ограниченности сырьевой базы молибдена и трудности разработки новых месторождений в настоящее время решение сырьевых проблем лежит на пути комплексного использования сырья с максимальным привлечением в заводскую практику некондиционных и бедных промпродуктов [1,2].

Цель работы – исследование извлечения молибдена, вольфрама и рения из низкокачественных молибденовых концентратов путем их спекания с сульфатом натрия.

В качестве объекта исследований использована проба низкокачественного молибденового концентрата, полученного в результате основной и контрольной флотации с двумя перечистными операциями руды Мало-Ойногорского месторождения по стандартной технологии [3,4].

Лабораторные и опытные испытания на обогатимость тонковкрапленных молибденовых руд показали низкую эффективность их флотационного обогащения, особенно на стадиях доводки. В большинстве случаев получаются без особых трудов черновые молибденовые концентраты с содержанием молибдена 2-12% при его извлечении 90-95%. При дальнейшей доводке указанных концентратов резко увеличиваются потери молибдена.

Одним из направлений в решении проблемы переработки тонковкрапленных и окисленных молибденовых руд является разработка комбинированных методов обогащения, сочетающих флотационные методы на первой стадии обогащения с химико-металлургическими методами, основанными на селективном разделении компонентов сырья [5,6]. Примером такого подхода к проблеме является разработка процессов получения искусственного сырья (химических концентратов), удовлетворяющего требованиям сложившихся технологических схем переработки низкокачественных концентратов и промпродуктов. Такое направление позволяет сократить обогатительный передел за счет вывода нестандартных промпродуктов при небольших потерях металла и сконцентрировать его методом спекания или плавления с содой или сульфатом натрия.

Для переработки труднообогатимых молибденовых руд в ЗабНИИ разработана комбинированная технологическая схема, включающая получение некондиционных концентратов флотацией и переработку их методами электрохимического выщелачивания [4]. По данной схеме некондиционный молибденовый концентрат подвергали электрохимическому выщелачиванию смесью хлористого натрия (250 г/л) и соды (100 г/л) при Ж:Т= 15:1 в течение 24 часов и температуре 343 К. Сквозное извлечение молибдена в молибдат кальция составило 89,7% при содержании его 45%.

Одним из предпочтительных методов вскрытия молибденовых промпродуктов является способ спекания с сульфатом натрия, который в технологическом процессе регенерируется и может быть возвращен в последующую шихту. Процесс спекания осуществляется при невысоких температурах (973-1073 К).

Нами было исследовано спекание низкокачественного молибденового концентрата Мало-Ойногорского месторождения, имеющего следующий химический состав, %: 11,87 Mo; 1,26 WO₃, 6,8 S; 3,94 Fe; 45,8 SiO₂; 2,7 CaO; 2,9 MgO; 2,1 Na₂O; 8,6 Al₂O₃. Концентрат спекали с сульфатом натрия при температуре 1073-1123 К в течение 60-90 мин. В результате спекания молибденита с сульфатом натрия в системе образуются тио- и окситиосоединения молибдена, вольфрамат и перренат натрия, которые хорошо растворяются в воде.

Извлечение молибдена в раствор составило 99,7%, вольфрама 98,4%, а рения 94,6%. Полученный спек выщелачивали водой, фильтровали и, из раствора, подкисленного 0,5%-ной серной кислотой, осаждали трисульфид молибдена сульфидом натрия. Осадок трисульфида молибдена отделяли фильтрованием и высушивали. Вольфрам и рений, содержащиеся в растворе, разделяли последовательно сорбционным методом.

Рений сорбируется на слабоосновной смоле АН-21 (объемная емкость 20-30%), элюирование проводят раствором аммиака. В результате получены кристаллы перрената аммония. Вольфрам из раствора выделяется при помощи ионообменной смолы КУ-2 с получением вольфрамовой кислоты. Сульфат натрия, содержащийся в растворе после проведения сорбционного разделения, возвращается на стадию спекания.

Полученные отдельные химические продукты анализировали методами химического и рентгенофазового анализов.

Извлечение молибдена в трисульфид молибдена составило 97,8%, вольфрама в вольфрамовую кислоту – 95,6%, а рения в перренат аммония – 90,73%.

Разработана принципиальная технологическая схема переработки низкокачественных молибденовых концентратов, которая может быть использована для вовлечения в переработку низкокачественных молибденовых концентратов и промпродуктов (рис. 1).

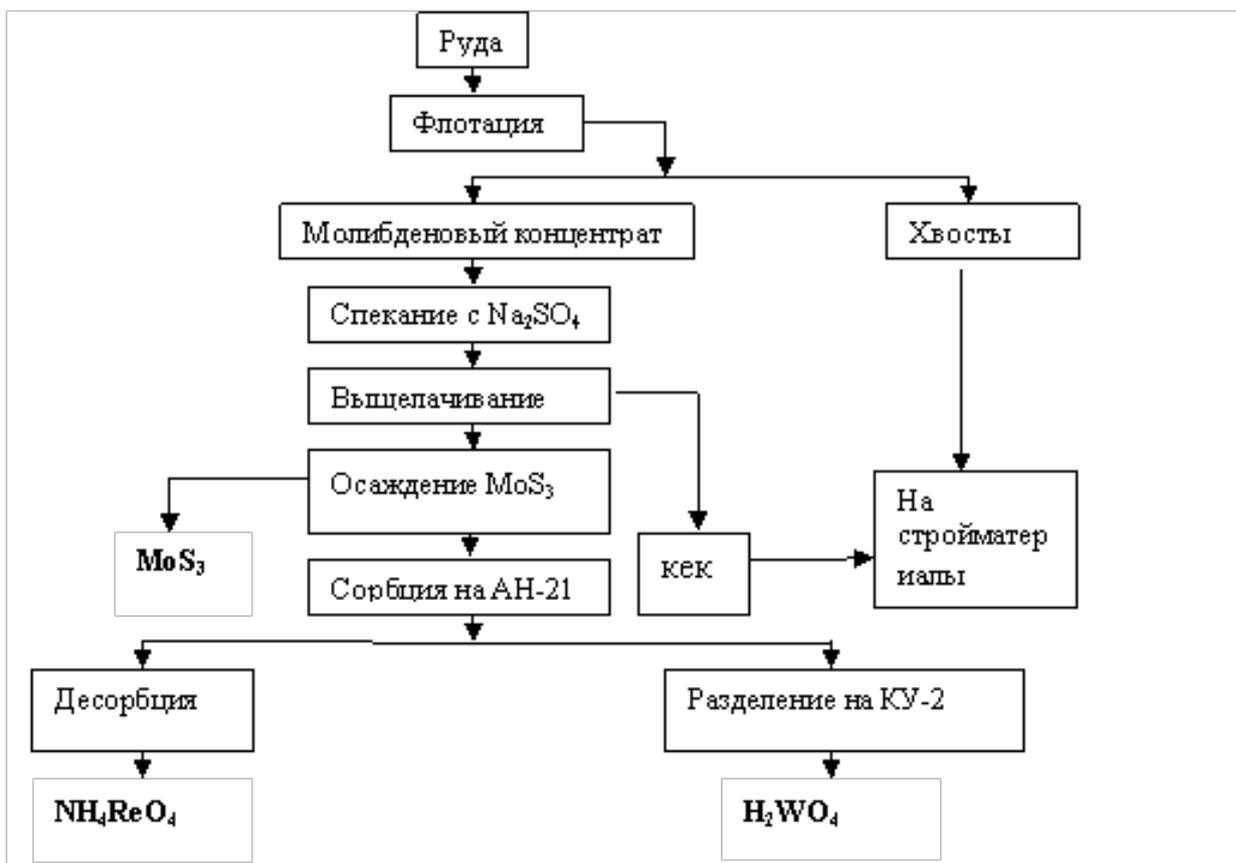


Рис.1. Технологическая схема переработки низкокачественных молибденовых концентратов

Технология рентабельна при получении флотационных концентратов с содержанием молибдена более 5% и попутном извлечении рения и других сопутствующих металлов.

1. Резниченко В.А., Палант А.А., Соловьев В.И. Комплексное использование сырья в технологии тугоплавких металлов. М: Наука, 1988. 240 с.
2. Палант А.А., Трошкина И.Д., Чекмарев А.М. Металлургия рения. М: Наука, 2007. 298 с.

3. Изучение обогатимости молибденовой руды Мало-Ойногорского месторождения. Отчет ВИМС. М.: ВИМС. 1982.

4. **Петров Р.Д., Эйдельман В.Л., Петрова А.Н., Рудаков В.Е., Красников В.И., Смирнова И.Г.** Получение черновых концентратов из руд Северного участка Мало-Ойногорского месторождения и изучение вещественного состава концентратов с целью определения возможной технологии их дальнейшей переработки. Отчет ЗабНИИ. Чита: ЗабНИИ. 1980.

5. **Хантургаева Г.И.** Получение MoS_3 из бедных молибденовых концентратов // Вестник БГУ. Серия 1: Химия. 2006. № 3. С.195-200.

6. **Хантургаева Г.И.** // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2000. Т. 14, №. 12. С. 4.

ЛАБОРАТОРНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ЗАПОЛНЕНИЯ ТРЕЩИНЫ ГИДРОРАЗРЫВА

А.А. Таирова, Н.А. Барышников, Г.В. Беляков, С.Б. Турунтаев
Институт динамики геосфер РАН, Москва, Россия, m5184@rambler.ru

Для повышения эффективности добычи нефти применяют метод гидравлического разрыва нефтяного пласта. Для этого в пласт закачивают вязкую жидкость с таким постоянным расходом, которого достаточно для повышения давления в призабойной зоне скважины. В результате повышение давления до определенной величины дает разрыв породы нефтяного коллектора. Трещины гидроразрыва создают новые нефтесъемные поверхности, обеспечивающие пропорционально их суммарной площади повышение притока нефти к скважине. Течение жидкости в зоне скважины становится стационарным, а размеры щели перестают меняться. Механика ГРП рассмотрена в ряде работ [1-4], в которых предложены модели, позволяющие оценить размеры образующихся трещин. Особенность работ – непрерывный во времени рост размеров трещин. Для того, чтобы сохранить трещину в раскрытом состоянии, под действием сжимающего горного давления ее заполняют специальной рабочей жидкостью. В рабочую жидкость вводят твердые крупные частицы песка или прочной керамики (проппанта). Заполнение трещины частицами дает большую проницаемость по отношению к массиву. Первой работой, посвященной движению жидкостей в каналах с проницаемыми стенками, была работа Л.С. Лейбензона, опубликованная в 1927 г. [5]. Вопросы движения и фильтрации потока жидкости вдоль канала с проницаемыми стенками также рассматривались в [6]. Вместе с тем остается не изученным вопрос о течении жидкости с твердыми частицами и ее фильтрации в щелях с проницаемыми стенками. Осаждение частиц в таких условиях влияет на последующую геометрию сжатой горным давлением щели гидроразрыва. В настоящей работе на экспериментальной оптически прозрачной модели изучаются вопросы движения и осаждения частиц в прямоугольном канале постоянной длины, две стенки которого проницаемы для жидкости. Полученные экспериментальные результаты сопоставляются с теоретическими оценками.

Исследование проводилось на модификации установки, описанной в [7]. Основным элементом экспериментальной установки служит оптически прозрачная ячейка, состоящая из двух горизонтально расположенных стеклянных пластин с размерами 75×35 см и толщиной 8 мм (рис. 1). Между пластинами расположены полосы пористой среды (поролон) начальной толщины 1 см и пористостью $m_0=0,985$, сжатого до толщины $b=10^{-1}$ мм. Измеренная удельная проницаемость сжатого поролон составляет величину $k=3,5 \cdot 10^{-7}$ см^2 . Между двумя одинаковыми полосками сжатого поролон шириной $a=12$ см и длиной $l=73$ см располагается центральный канал шириной $h=2$ см, представляющий узкую пустую щель с проницаемыми боковыми стенками. За поролоновыми полосками вдоль их длинных краев оставлены два пустых отсека шириной $c=4$ см каждый, с относительно большой проницаемостью, моделируют бесконечную проницаемую среду с постоянным давлением. Из емкости (5), плотно закрытой крышкой, в щель подавался песок (средний размер частиц $\delta=0.02$ см) с постоянным во времени массовым расходом, определяемым размером отверстия крана (8). Под действием перепада давления между емкостями (4) и (14) жидкость из емкости (4) поступала в щель. Расход жидкости непрерывно фиксировался весами (3), показания которых регистрировал компьютер. В процессе проведения опыта измерялись перепады давления между точками А-В и С-Д. Картина течения жидкости и заполнения центрального канала частицами регистрировалась фотокамерой (11).

Заполнение щели частицами песка проводилось при различных перепадах давления и массовых потоках частиц (рис. 2). В процессе заполнения щели частицами общая проницаемость ячейки уменьшалась, что приводило к падению начальной скорости потока и к увеличению плотности частиц в объеме жидкости. В экспериментах частицы, поступающие из емкости 5 по вертикальной трубке,

под действием сил тяжести и Стокса через несколько секунд достигают входа в ячейку. На начальном пути, соответствующем нескольким диаметрам подводящей трубки, песчинки равномерно распределяются по ширине щели. Затем часть из них оседает на фильтрующих стенках центрального отсека, а другая увлекается потоком в направлении оси. В результате действия силы трения о дно щели частицы останавливаются.

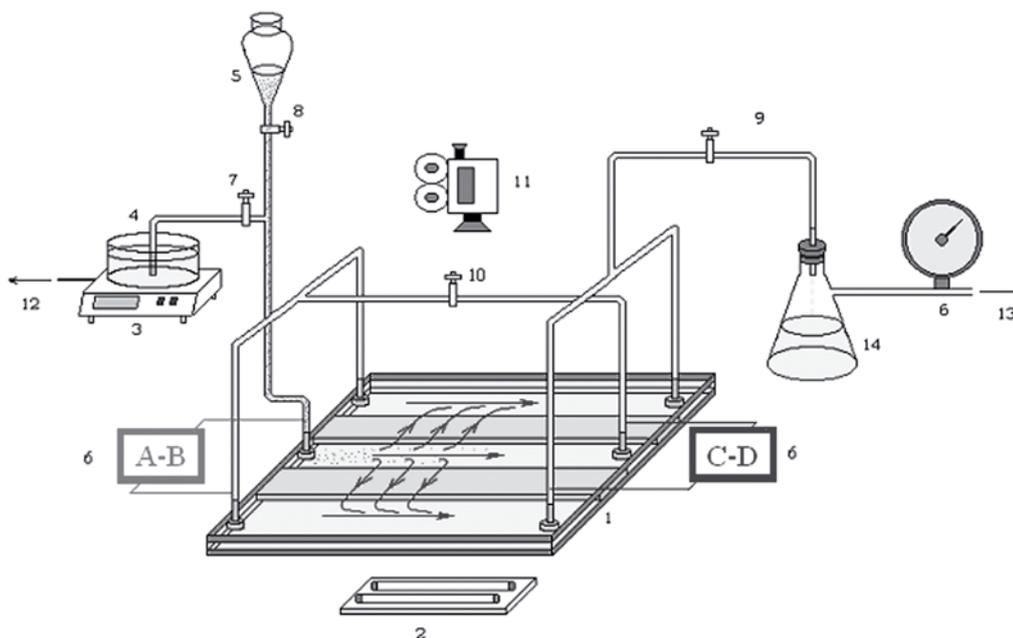


Рис. 1. Схема установки: 1 - листы поролона, 2 - лампа подсветки, 3 - весы, 4 - емкость с закачиваемой жидкостью, 5 - емкость с вводимыми в поток частицами, 6 - манометры, 7 - 10 - краны, 11 - фотокамера, 12 - к компьютеру, 13 - к вакуумному насосу, 14 - буферная емкость.

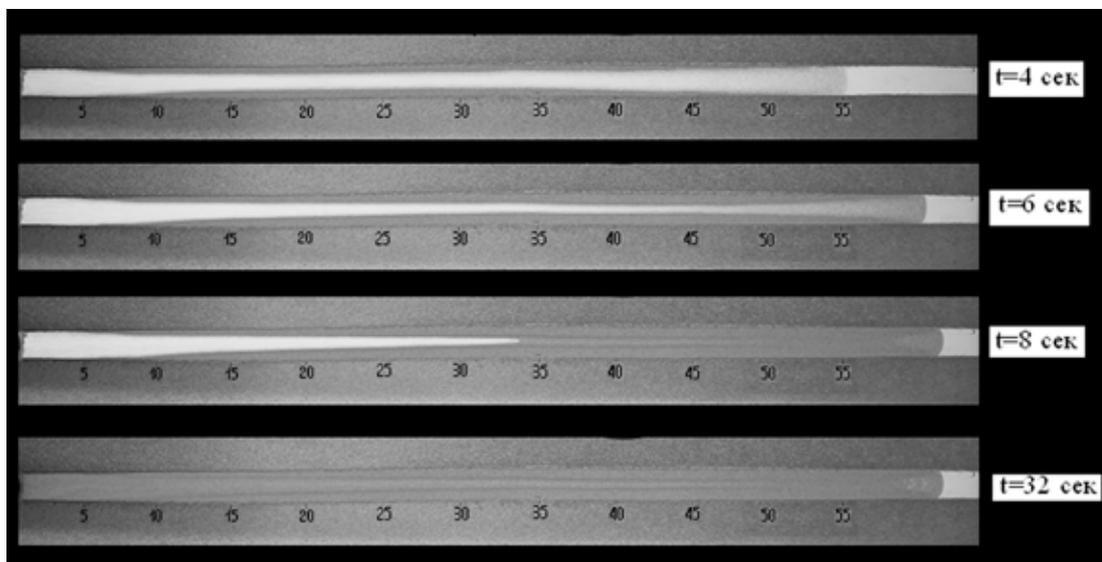


Рис. 2. Последовательные стадии заполнения щели при перепаде давления 200 миллибар.

Момент “остановки” фронта передних частиц соответствует началу образования пробки. С этого момента проницаемость ячейки уменьшается, что при неизменном перепаде давления приводит к уменьшению расхода жидкости через ячейку (рис. 3). Момент времени, начиная с которого расход жидкости через ячейку заметно уменьшается, соответствует в эксперименте с (рис. 3), что согласуется со временем, полученным по приведенной выше оценке. На частицы, находящиеся на пористых стенках щели, в направлении оси у действуют ньютоновская сила вязких напряжений, прижимающая их к стенкам (равная градиентной силе, приложенной к жидкости), и сила, сносящая частицы вдоль

стенок, в дальнейшем принимаемой равной силе Стокса. Для заданной геометрии щели начальный этап осаждения частиц на боковых стенках не зависит от скорости и вязкости потока жидкости, а определяется размером частиц и удельной проницаемостью стенок щели.

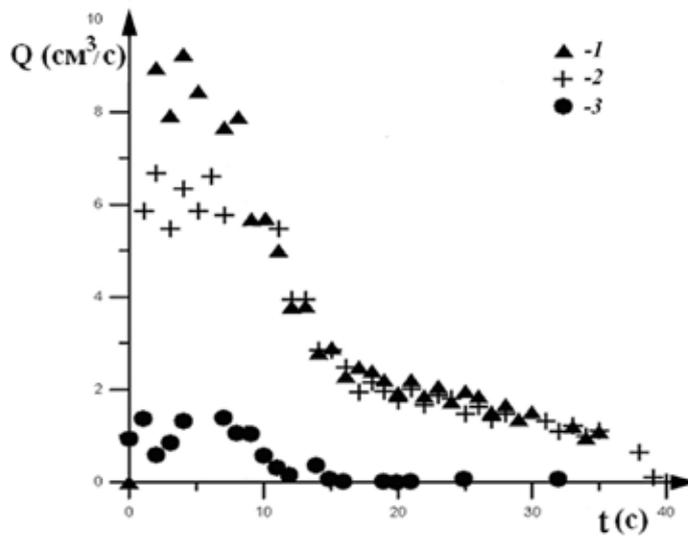


Рис. 3. Зависимость расхода жидкости через ячейку от времени при заполнении щели частицами, $\Delta p=200, 140, 25$ мБар, 1-3).

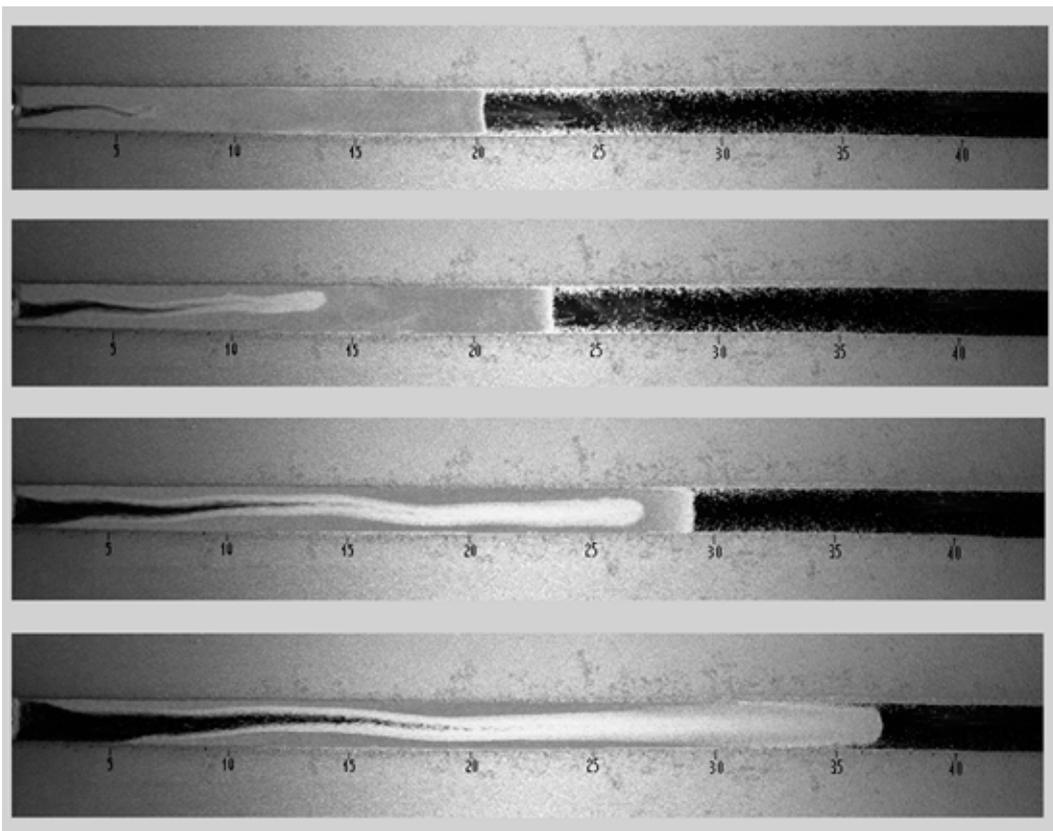


Рис.4 Формирование канала в массиве частиц (подсветка сверху).

Иногда в практике гидроразрыва пласта, связанной с фиксацией размеров трещины, случается, что пробка из массива частиц только частично заполняет щель. В результате около добывающей скважины уменьшается площадь нефтесъемных поверхностей. Чтобы повысить эффективность гидроразрыва возникает необходимость передвинуть образовавшуюся пробку в дальний конец щели, а

затем полностью заполнить щель частицами. Осуществляется это увеличением перепада давления на пробке. На рис. 4 показаны последовательные во времени кадры, зафиксировавшие начало картины движения массива пробки длиной ~20 см при увеличении на ней перепада давления (лампа подсветки в отличие от рис. 2 расположена сверху над ячейкой, поэтому пространство, свободное от частиц, выглядит темным). При величине перепада давления большей той, при которой пробка данной длины была образована, от передней поверхности пробки в направлении, противоположном направлению потока жидкости, быстро распространилась волна разуплотнения, визуально наблюдавшаяся по изменению отраженного от массива частиц количества света. При достижении волной разуплотнения противоположного конца пробки в массиве частиц возникал свободный узкий извилистый канал, “протыкающий” пробку в направлении потока. Впоследствии, спустя значительный промежуток времени, частицы, перемещаясь вдоль щели, образовывали извилистую (меандровую) структуру, показанную на рис. 5 (подсветка ячейки снизу).

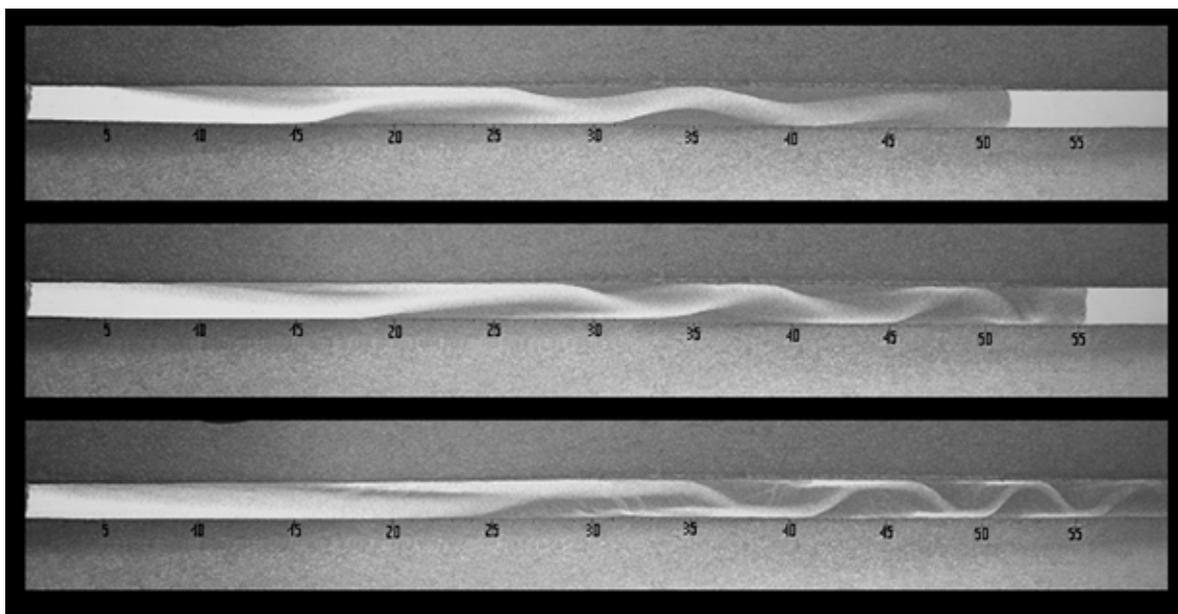


Рис. 5. Возникновение волновой неустойчивости в массиве частиц (подсветка снизу).

Исследовано движение потока твердых частиц, вводимых в жидкость, текущую в канале с проницаемыми стенками. Установлено, что уменьшение скорости потока жидкости из-за оттока в проницаемые стенки и действие на частицы силы трения приводит к остановке частиц и образованию в канале пробки. Найдены время формирования пробки и зависимость ее длины от размера частиц, вязкости и расхода жидкости. Обнаружено, что при увеличении на пробке перепада давления, пробка теряет устойчивость. Потеря устойчивости сопровождается разуплотнением массива частиц и образованием в нем свободного от частиц канала, впоследствии принимающего волнообразную геометрию. Сопоставление выполненных физических оценок с экспериментальными данными показывает их хорошее соответствие и подтверждает справедливость принятых допущений.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (№ 07_05_00722, 08_08_00388) и Технологической Компании Шлюмберже.

1. **Желтов Ю.П., Христианович С.А.** О гидравлическом разрыве нефтеносного пласта // Изв. АН СССР. ОТН. 1955. № 5. С. 3-41.
2. **Баренблатт Г.И.** О некоторых задачах теории упругости, возникающих при исследовании механизма гидравлического разрыва нефтяного пласта // ПММ. 1956. Т. 20, № 4. С. 475-486.
3. **Седов Л.И.** Механика сплошной среды. Т. 2. М.: Наука, 1984. 560 с.
4. **Линьков А.М.** Численное моделирование течения жидкости и продвижения трещины гидроразрыва // Физ.-техн. пробл. разраб. полез. ископаемых. 2008. № 1. С. 26-46.
5. **Лейбензон Л.С.** Собр. тр. Т. 2. Подземная гидрогазодинамика. М.: Изд-во АН СССР, 1953. 544 с.
6. **Abraham S.B.** Laminar flow in channels with porous walls // J. Appl. Phys. 1953. V. 24, № 9. P. 1232-1235.
7. **Saffman P.G., Taylor G.I.** The penetration of a fluid into a porous medium or a Hele-Shaw cell containing a more viscous liquid // Proc. Roy. Soc. London. 1958. Ser. A. 245, № 1242. С. 312-329.

РУДНОФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ ПРОГНОЗИРУЕМЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВОМ КОМПЛЕКСЕ ВОСТОЧНО-САЯНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА

А.В. Татаринов, Л.И. Ялович

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ,
tatarinov@gin.bscnet.ru, ialovic@gin.bscnet.ru

Базит-ультрабазитовый комплекс Восточно-Саянского офиолитового пояса настолько своеобразен, что полных аналогов ему трудно найти. Отличительные особенности его следующие (Беличенко и др., 1988; Симонов и др., 2006; Жмодик и др., 2008 и др.):

- высокотемпературный бонинитовый тип базитовой части офиолитового разреза, включающий не только вулканиды, но и субвулканические дайки (ортопироксеновые порфириды) и плутонические ортопироксеновые габбро. Изучение составов расплавленных включений из хромшпинелидов пород бонинитовой серии показало, что генерация первичных бонинитовых магм происходила при температуре 1400-1570°C и давлении 20-35 кбар на глубине 60–105 км;

- наличие цинковых с примесью никеля и ванадия хромшпинелидов (Татаринов и др., 1980; Доронина, Скопинцев, 1998; Орсоев и др., 2001);

- интенсивная проработка глубинными углеводородными флюидами (обогащенными металлоорганическими соединениями) всех типов пород на завершающей стадии формирования офиолитового пояса.

С одной стороны, базит-ультрабазитовый комплекс Восточно-Саянского пояса позволяет отнести последний к бонинит-офиолитовой ассоциации энсиматических островодужных систем (Скляров и др., 1988; Высоцкий и др., 1999), а с другой стороны - он обладает многими чертами супрасубдукционных офиолитов архея, к которым отнесены зеленокаменные пояса: Олондинский, Северо-Карельский (частично), Гадвал, Абитиби, Калгурли, Барбертон, Питерсбург, характеризующиеся офиолитоподобными разрезами с коматиитами (Розен и др., 2008).

Специфика металлогении Восточно-Саянского пояса определяется тем, что он совмещает в себе петролого-геохимические черты классических фанерозойских офиолитовых и докембрийских зеленокаменных поясов. В свою очередь они являются следствием геодинамических особенностей формирования пояса в условиях совмещения зоны субдукции и плюма, с образованием зоны проплавления («окна») в погружающемся слэбе (Жмодик и др., 2008). Это астеносферное «окно» одновременно явилось мощной рудогенерирующей «трубой» глубинной дегазации восстановленных углеводородных флюидов. Соответственно Восточно-Саянский офиолитовый пояс характеризуется «гибридной» металлогенией, с одной стороны - свойственной типичным океаническим офиолитам (Cr, Au, нефрит), а с другой – зеленокаменным поясом с коматиитами (Ni, алмазы, ЭПГ).

Как показывает пример Оспинского массива (одноименного рудного узла), эти факторы определяют высокую продуктивность базит-ультрабазитовой ассоциации на алмазы, Cr, Ni, Au, ЭПГ, нефрит и также многокомпонентный характер рудной минерализации, пространственное совмещение необычных («гибридных») рудноформационных типов полезных ископаемых.

Многообразие проявлений рудной минерализации Оспинского узла сгруппировано в ряд рудных формаций, отличающихся геохимической специализацией и минеральными ассоциациями. Все они являются перспективными на промышленное оруденение.

Алмаз-золото-платинометалльная формация

Проявления алмазов, золота и элементов платиновой группы (ЭПГ), отнесенные к этой формации, пространственно и генетически связаны с углеродизированными и тектонизированными ультрабазитами. Рудная ассоциация представлена большой группой самородных элементов: алмаз, Au, Ag, Pd, Fe, Zn, Cu, Pb, Sb и интерметаллидов состава Pd-Pt, Pt-Pd-Sn, Pb-Sn-Sb, Pd-Pb, Fe-Si, Si-C и др. В них установлены аксессуарные оксиды и сульфиды различного состава: хлорит, магнетит, ильменит, рутил, гематит, корунд, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, молибденит, киноварь, пирротин. Специфичен состав алюмосиликатных минералов: гранат, хлорит, флогопит, дистен, пеннин, тремолит, актинолит, антофиллит, роговая обманка, турмалин. Гранаты разнообразны по составу: спессартин, альмандин, пироп-альмандин, гроссуляр, уваровит. Присутствуют также апатит и флюорит.

Основными алмазоносными образованиями являются углеродизированные зоны жильного, вероятно дайкового типа. В четырех из них при изучении петрографических шлифов Ю.И. Кули-

ковым обнаружены фрагменты известково-щелочных пород лампрофирового ряда: «трахибазальт», «трахиандезит», «шошонит», «андезитодацит». Некоторые образцы алмазоносных «слюдяных перидотитов» по химическому составу близки лампроитам. В связи с этими фактами напрашивается аналогия рассматриваемых алмазоносных пород с древними высокоалмазоносными брекчированными дайковыми породами лампрофирового ряда (Саблуков и др., 2005), с которыми связаны месторождения алмазов в Канаде (районы Паркер Лейк и Вава).

Хром-никель-платинометалльная формация

Руды этого формационного типа исключительно приурочены к залежам и зонам развития хромитов. О.М. Глазунов (1967) выделил 3 генетических типа хромшпинелидов в Оспинском массиве: аксессуарный, шлировый и жильный. Очевидно, правильной было бы назвать эту классификацию морфогенетической. По содержанию Cr (до 57% Cr₂O₃) и масштабам минерализации наиболее высокопродуктивным является шлировый тип. Шлировые и жильные хромититы Оспинского массива по химическому составу слабо различаются друг от друга. Аксессуарные же хромшпинелиды более железисты. Хромитовый модуль Cr₂O₃/FeO шлировых руд варьирует от 1,5 до 3,0, указывая на их пригодность для получения феррохрома, не говоря о хорошей возможности использования в химической промышленности. Уровень содержаний Cr в ультрабазитах массива (0,28-0,44 мас. %) такой же, как в рудоносных массивах с промышленным оруденением. Обращают на себя внимание повышенные содержания Cr (Якшин, 1984) в метаморфизованных габбро-диабазлах (0,65 мас. %), альбититах (0,55 и 0,42 мас. %), кварцевых лейкодиоритах зон меланжа (0,50 мас. %), родингитах (0,35 мас. %). Даже нефриты из месторождений Оспинского массива в среднем содержат Cr в количестве 0,12 мас. %.

Минералы никеля в хромитах Оспинского массива представлены аваруитом, шэндитом Ni₃Pb₂S₂, хизлевудитом, орселитом, бравоитом и полидимитом (Киселева и др., 2009). Преобладают аваруит и хизлевудит.

Ni-Fe-сульфид (43,4% Ni, 26,1% Fe, 1,5% Co, 29,1% S) в ассоциации с цинковым хромшпинелидом, халькопиритом и галенитом обнаружен в поздних прожилках светло-зеленого нефрита в темно-зеленом из Оспинского месторождения (Татаринов и др., 1980). Широко распространена вкрапленность пентландита (до 3%), никелина и миллерита в углеродизированных альбититах.

Обогащенные ЭПГ хромититы Оспинского массива подразделены на 2 группы, различающиеся соотношением тугоплавких (Os, Ir) и более низкоплавких (Pt, Pd) платиноидов (Орсоев и др., 2000).

Хромититы первой группы, с суммарным содержанием ЭПГ 2,96 и 3,34 г/т характеризуются преобладанием в их составе (Os + Ir + Ru), превышающих концентрации Pt (1,03 г/т). Вторая же группа хромититов с суммарными содержаниями ЭПГ 1,34 и 2,79 г/т обладает большими содержаниями Pt и Pd (суммарные концентрации 0,85 г/т и 2,13 г/т) по сравнению с (Os + Ir + Ru). Минерализация ЭПГ в хромититах первой группы представлена твердыми растворами системы Os-Ir-Ru: рутениридосмином, реже – рутеноосмиридом, осмиридом и самородным Ru (Киселева и др., 2009). Постоянно присутствуют повышенные концентрации Pt. Кроме того, установлены сульфоарсениды ЭПГ (осарсит, ирарсит и предположительно смесь этих минералов), а также сульфиды ряда лаурит-эрликманит. В сульфидах и сульфоарсенидах отмечаются повышенные концентрации Pt. В рутениридосминах в виде микровключений найдены изоферроплатина, туламинит, Pt-содержащий рутениридосмин, осмирид платинистый, сплав Pt-Fe-Cu-Sb, соединение Pt-Ir-Cu.

Платинометалльная минерализация в хромититах второй группы представлена Pt-Cu и Pt-Fe-Ni-Cu соединениями (Орсоев, и др., 2001). Сплавы Pt-Fe-Ni-Cu обнаружены как реликтовые образования в центральной части зерен PtCu₃.

Руды рассматриваемой формации принадлежат «хромитовому комплексному МПГ, преимущественно Os-Ir-Pt минералого-геохимическому типу месторождений», характеризующимся «выше средней» степенью платиноносности (Додин и др., 2005).

Золото-платинометалльная формация

Представителями рудных объектов этого типа в Оспинском рудном узле являются месторождения Зун-Оспинское (золото-сульфидный тип) и Таинское (кварцевожильный тип). Последнее отнесено к типу золотопорфировых месторождений (Жмодик и др., 2008). Пространственно рудные тела рассматриваемого рудноформационного типа приурочены к меланжевым структурам, а в них к блокам плагиигранитов, плагиигранит-порфиров, зонам лиственитизации, родингитизации, сульфидизации и окварцевания. Углеродистое вещество в составе руд обладает изотопным составом (-18,9÷-23,5‰ δ¹³C), близким к черным сланцам офиолитов и отличающимся от углеродизированных ультрабазитов (-9,1÷-16‰ δ¹³C). Среди рудных минералов характерны теллуриды Bi и Ag, также аргентит, борнит, кобальтин. Типоморфный признак руд данного типа - высокие содержания Pt и Pd с неустойчивыми формами нахождения.

Золото в виде минеральной фазы наблюдается в хромититах, лиственитах, родингитах,

дунитах, серпентинитах, клинопироксенитах и габброидах Восточно-Саянского офиолитового пояса (Агафонов и др., 2005). В хромититах Оспинского массива среднее содержание Au – 0,04 г/т (Глазунов, 1981).

Среди метасоматически измененных лиственитизированных и карбонатизированных ультрабазитов обнаружены хромититы с самородным Au и минералами, представляющими собой твердый раствор состава (Pt, Au)[Cu, Sb]₃.

В отдельных участках зон углеродизированных ультрабазитов уровень концентраций его 0,1-0,8 г/т (до 8,3 г/т). По последним данным (Дамдинов и др., 2010), содержания Au в углеродизированных гипербазитах достигают 2,4 г/т. При этом в углеродистом веществе оно составляет 1,4 г/т. В углеродизированных ультрабазитах кроме самородного Au установлены минералы AuAg, AuCu, AuHg (Жмодик и др., 2004).

В результате нейтронно-активационного анализа с микропробирным окончанием (ГЕОХИ РАН) золоторудного (Au = 67,7 г/т) кварца, пирротинового (Au = 296 г/т) и прожилково-вкрапленного золото-кварц-сульфидного (Au = 99 г/т) типов руд Таинского месторождения выявлены высокие содержания Pt (соответственно 15,8; 12,6 и 26,8 г/т). Содержания Pd в этих рудах варьируют от 0,19 до 1,20 г/т. Предполагается кластерная форма нахождения Pt и Pd в сульфидных минералах и золоте (Миронов и др., 2008).

Наиболее распространенными являются соединения Pt и Pd с различными соотношениями этих элементов: от самородного Pd с 15,6 % Pt (PdPt_{0,1}) до палладистой платины (PtPd_{1,1}) с содержанием Pt – 47,42 мас. % и Pd – 46,11 мас. % (Жмодик и др., 2008). Среди палладистой платины чаще всего встречаются соединения с соотношениями элементов PtPd_{1,2}-PtPd_{1,5}. Практически во всех соединениях платины и палладия фиксируются в качестве примесей до 1 и более мас. % Sn, Pb, Bi, Ba. Обнаружены соединения Pt и Pd с Sn, с примесями Pb до 0,85-2,32; Bi до 0,22 и Ba до 0,83 мас. % и соотношениями элементов, соответствующими масленицковиту – (PtPd)₃Sn, атокиту – Pd₃Sn и рустенбургиту – Pt₃Sn. В качестве примеси Pt – 0,58 мас. %, Pd – до 4,43 мас. % установлены в интерметаллическом соединении состава Sn_{2,5}Pb. Установлены соединения платины и палладия необычного состава, требующие дальнейшего изучения, а именно: PdSnPb, PtPdSnPbCu, PtPdPbSn (вероятно, звягинцевит).

Нефрит-родингитовая формация

Тела нефритов и родингитов приурочены к зонам серпентинитового меланжа и наследуют геохимические черты ультрабазитов (Ni, Cr, Co). По масштабам минерализации и высокому качеству нефрита, Оспинский рудный узел не имеет аналогов в мире.

Наиболее крупными месторождениями нефрита являются Оспинское, Зун-Оспинское, Бортольское, Горлыкгольское, Саган-Сайр, Пограничное, Горлык-Дабан-Жалгинское (Прохор, 1990 и др.).

Кроме нефрита в ультрабазитах Оспинского узла некоторым распространением пользуются ювелирно-поделочные дипсидовые, гранатовые и гидрогранатовые родингиты (Татаринов и др., 1984). Они представлены светло-зелеными, травяно-зелеными, изумрудно-зелеными и фиолетовыми разновидностями. Всем без исключения разновидностям ювелирно-поделочных гранатов присущи тонкозернистая структура и просвечиваемость на значительную глубину (до 1 см). Изgrossуляритов Восточного Саяна наиболее интересны для камнецветной промышленности разновидности, окрашенные в фиолетовый цвет. Фиолетовые grossуляриты (делювиальные обломки) выявлены в зонах серпентинитового меланжа в основании Оспинского массива ультрабазитов. Фиолетовые гранатиты почти нацело сложены тонкозернистыми агрегатами grossуляра, отличающегося от других гранатов из родингитов Оспинского массива слегка повышенными содержаниями титана и незначительными концентрациями других элементов из группы железа. Из минералов-примесей в фиолетовом grossулярите присутствует альбит. Самыми высокодекоративными являются гранатиты (хромgrossуляриты) ярко-зеленой (до изумрудной) окраски, состоящие в основном из хромgrossуляра и содержащие примеси хромшпинелида, хлорита, альбита, диопсида в различных сочетаниях и количествах. В Оспинском массиве такие породы встречаются среди полосчатых родингитов, в которых полосы ярко-зеленого хромgrossуляра чередуются со светло-коричневым grossуляром и альбитом. Ярко-зеленый хромgrossуляр содержит примерно равные количества уваровитового (9%) и андрадитового (8%) компонентов, что резко отличает его от гранатов светло-зеленой и светло-коричневой окраски.

1. **Беличенко В.Г. и др.** Геология и метаморфизм Восточного Саяна. Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1988. 192 с.

2. **Жмодик С.М., Миронов А.Г., Жмодик А.С.** Золото-концентрирующие системы офиолитовых поясов (на примере Саяно-Байкало-Муйского). Новосибирск: ГЕО, 2008. 304 с.

3. **Прохор С.А.** Основные факторы нефритообразования и геологические условия становления нефритовых ультрабазитовых комплексов Восточного Саяна // ЗВМО. 1990. Т. 119, № 6. С. 33-45.

ВИТИМСКИЙ УРАНОВОРУДНЫЙ РАЙОН И ЕГО ФЛАНГИ – КРУПНЫЙ ПЛОЩАДНОЙ ОБЪЕКТ В ЗАБАЙКАЛЬЕ ДЛЯ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА ПОДНАДВИГОВОГО ТИПА

А.В. Татаринов, Л.И. Ялович

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

История изучения Байкальского региона на нефть и газ насчитывает более 100 лет. Особенно интенсивно прогнозно-поисковые работы проводились в 40-60 годы XX столетия, когда помимо кайнозойских впадин Байкальской рифтовой зоны, специализированными исследованиями было охвачено подавляющее большинство мезозойских межгорных впадин Забайкалья в пределах Бурятии и Читинской области. В результате этих работ были выявлены проявления, находки капельно-жидкой нефти во многих впадинах (Ононская, Тунгирская, Зазинская, Еравнинская, Кижингинская). Все образцы нефти по элементному составу оказались сходными между собой и с нефтями, выходящими со дна Байкала. Затем в течение почти 30 лет возникла пауза в исследовании УВ-потенциала в Забайкалье. И только в последние 10 лет вновь пробудился интерес к проблеме поисков нефти и газа. При этом объектом исследований, как и в прошлые годы, являются слабо литифицированные грязевулканические толщи межгорных впадин в современных границах последних. Критический анализ прогнозно-поисковых работ, которые проводились ранее и продолжают сегодня, показал следующее.

Методология поисков была такой же, которая применяется при оценке нефтегазоносности крупных платформенных осадочных бассейнов типа Западно-Сибирского, Тимано-Печорского, Волго-Уральского, Прикаспийского и опиралась на представления о приуроченности месторождений нефти к антиклинальным ловушкам. Она не привела и не могла привести к открытию промышленных залежей УВ в отложениях впадин, даже таких глубоких как Усть-Селенгинская, поскольку приразломные межгорные впадины Забайкалья формировались в иной геологической обстановке, характеризующей становление и последующую эволюцию коллизионных орогенных поясов (Саяно-Байкальского и Монголо-Охотского). Их отличительная черта – шарьяжно-надвиговый стиль тектонического развития, свойственный нефтегазоносным структурам Канадских Скалистых гор, Уральского пояса надвигов, Таймыра. Соответственно месторождения нефти и газа в таких условиях – это, в основном, **залежи поднадвигового типа и локализованные в принадвиговых антиклинальных складках, развитых во фронтальных частях аллохтонных пластин.** Поэтому при поисках месторождений нефти в Забайкалье следует ориентироваться на те участки впадин, которые перекрыты шарьяжами и на кристаллический фундамент впадин, подвергнутый тектоническому воздействию и динамометаморфизму.

Согласно указанным представлениям, базирующимся на анализе новейших данных по тектоно-геодинамическому развитию территории Забайкалья, в качестве самой крупной потенциально нефтегазоносной структуры на территории Бурятии является Ангаро-Витимский пояс (Татаринов и др., 2008), а в его пределах Витимская площадь (рис.). Центральная часть последней – это крупнейший в России Витимский урановорудный район (25000 км²), занимающий 40% территории, перспективной на нефть и газ.

Тектоногеофизические предпосылки формирования промышленной нефтегазоносности Витимской площади

Анализ глубинного строения по 2-м сейсмическим профилям (II-II и III-III), пересекающих Витимскую площадь (Письменный и др., 1984) указывает на сильную тектоническую расслоенность земной коры, выражающуюся в наличии нескольких отражающих границ (12, 14, 18, 23 км) и разуплотненного (волноводного слоя) в интервале 12-18 км. Под Ципиканской впадиной происходит резкое локальное воздымание поверхности мантии от 42-44 км до 36-37 км, как это свойственно

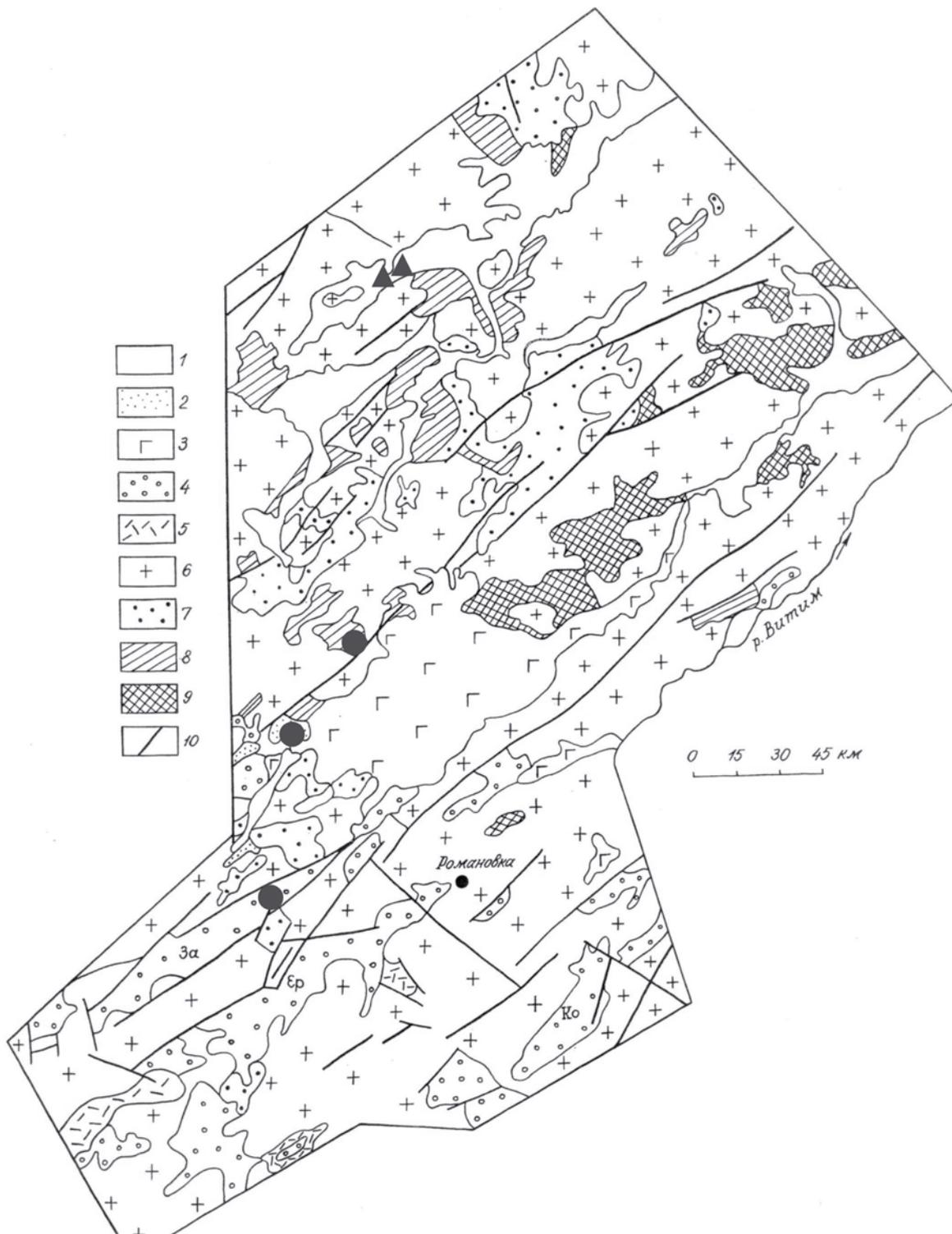


Рис. Схема геологического строения Витимской площади, перспективной на УВ-сырье (составили А.В.Татаринов, Л.И.Ялович на основе геологической карты масштаба 1:1 500 000 ВостСибНИИГиМСа, 1982)

1 - современный речной аллювий и кайнозойские грязевулканические образования; 2 - третичные грязевулканические отложения кальдерного типа; 3 - кайнозойские базальты; 4 - мезозойские депрессии, выполненные меловыми грязевулканическими комплексами, иногда с вулканитами юрского-мелового (?) возраста; 5 - юрский осадочно-вулканогенный комплекс; 6 - гранитоиды палеозойского возраста Ангаро-Витимского ареала ("батолита"); 7 - островодужные осадочные комплексы венда-кембрия (частично первичный резервуар УВ); 8 - рифейские осадочные отложения окраинных бассейнов первичного нефтегазонакопления (останцы турбидитов), содержащие мощные толщи пород, содержащих ОВ (усойская серия); 9 - в различной степени гранитизированные архей-протерозойские метаморфические комплексы кратонного типа; 10 - разрывные нарушения. Залитые кружки - выходы углеводородных газов, выявленные при бурении колонковых скважин на уран; треугольники - проявления пленочной нефти в термальных водах.

рифтовым зонам. Верхняя часть мантии – разуплотненный слой, характеризующийся пониженными скоростями. По данным МТЗ на Витимской площади кровля высокопроводящего (“гидротермального”) слоя фиксируется на глубине 10 км (Письменный и др., 1984). Сравнение особенностей глубинного строения Витимской площади с Волго-Уральской нефтегазоносной провинцией показывает весьма близкое сходство, что является благоприятным признаком, указывающим на высокую вероятность формирования промышленных месторождений УВ на Витимской площади. Высокая тектоническая расслоенность верхов мантии, низов и средней части земной коры, установленная геофизиками, также интенсивно проявлена и в верхней части ее разреза, о чем свидетельствует шарьяжно-надвиговый стиль тектонического развития Витимской площади в палеозое-мезозое.

По гравиметрическим данным (Турутанов и др., 2006; Герасимов и др., 2007) гранитоиды Ангаро-Витимского батолита, которыми сложена большая часть Витимской площади, это огромная пластина толщиной (в среднем) 5-7 км и 2-3 км (южная часть), достигающая в местах утолщения 10-30 км и характеризующаяся субгоризонтальной кровлей. Она разобрана надвигами и крутопадающими сдвигами на множество аллохтонных пологих тел – массивов пластово-линзовидной формы (Синцов, Турутанов, 2005).

С аллохтонными структурами Витимской площади (чешуи, пластины, покровы), осложненными поздними крутопадающими сдвиговыми дислокациями мезозойского возраста, генетически связано формирование нижнемеловых и кайнозойских грязевулканических депрессионных структур типа “вдавленных синклиналей”. Генетическая связь грязевого вулканизма с надвиговыми структурами давно установлена для нефтегазоносной Крымско-Кавказской провинции (Казанцев, Бехер, 1988). На примере Керченского полуострова было показано, что происхождение грязевых вулканов обусловлено горизонтальными движениями, которые не только формируют складчатые структуры и создают в них с помощью сдвигов каналы грязевулканических аппаратов, но и обеспечивают поступление жидкости и газа вверх, то есть каждый новый импульс тектонических движений вызывает к жизни и грязевый вулканизм. По литературным данным, глубины очагов грязевых (точнее газо-водо-грязевых) вулканов достигают 10-12 км. Применительно к Витимской площади, можно полагать, что все проявления нефти, битумов, горючего газа, выявленные в межгорных впадинах и гранитоидах – результат деятельности грязевых вулканов, с помощью которых (“естественных природных глубоких скважин”) газ и нефть захватывались и транспортировались наверх из поднадвиговых резервуаров, возможно многоэтажных. По флюидодинамическим характеристикам территорию Забайкалья следует относить к криптогенному или подфундаментальному типу нефтегазоносных бассейнов (по Б.А.Соколову, 1997). Б.А.Соколов предполагает, что НГБ криптогенного типа находятся под Непским и Татарским сводами, под кряжами Карпинским, Тиманским и Добруджским, в пределах которых уже открыты месторождения нефти и газа. Источником УВ для них служат мощные осадочные толщи, перекрытые надвинутыми на них выступами фундамента. Особенность бассейнов такого типа заключается в том, что их наиболее погруженная часть скрыта надвинутыми на бассейн пластинами фундамента. Очаги генерации УВ при этом находятся в поднадвиге на значительной глубине, и их тепловая активизация происходит как за счет внутренних, так и внешних источников. В нашем случае, крупной рифейско-вендский первичный осадочный нефтегазоносный бассейн частично перекрыт аллохтонными пластинами, крупными шарьяжами (типа Амалатской “глыбы”) и в значительной степени пластинами-массивами гранитоидов Ангаро-Витимского батолита. Последние также перекрывают некоторые мезозойские грязевулканические депрессии, с которыми связаны вторичные скопления УВ.

Литолого-петрографические предпосылки формирования промышленной нефтегазоносности Витимской площади

Витимская площадь является частью рифейского Баргузино-Витимского морского бассейна, сложенного нефтегазопроизводящими толщами. В пределах Витимской площади – это Верхневитимский и частично Баргузинский турбидитовые террейны, а также отложения Ципа-Витимканского тылового бассейна (V-С). На современном срезе (рис.) указанные толщи закартированы в виде тектонических окон, возможно частично останцов в поле развития палеозойских гранитоидов Ангаро-Витимского ареала. В их составе (суванихинская, тилимская, ороченская, точерская, багдаринская и другие свиты) выделены значительной мощности горизонты и слои, обогащенные углеродом. Суммарная мощность последних приблизительно оценивается в 1000-1500 м. Группа осадочных, частично метаморфизованных, пород с высокими концентрациями $C_{орг}$ объединяет следующие литологические разновидности: углисто-кремнистые, углисто-глинистые, графито-углистые, углисто-глинисто-кремнисто-карбонатные, битуминозные карбонатные. Приведенные данные указывают на весьма значительный газонефтегенерационный потенциал докембрийских и нижнепалеозойских карбонатно-терригенных толщ.

Для Витимской площади прогнозируются в первую очередь месторождения нефти – аналоги крупного месторождения Белый Тигр (500 млн. т запасов), известного на шельфе Вьетнама.

1. Татаринов А.В., Яловик Л.И., Изотов В.Г., Ситдикова Л.М. Перспективная оценка на нефть и газ Забайкалья // Разведка и охрана недр. 2008. № 11. С. 26-30.

2. Татаринов А.В., Яловик Л.И. Тектоно-геодинамические предпосылки формирования УВ в коллизионных орогенах Забайкалья // Актуальные проблемы поздней стадии освоения нефтегазодобывающих регионов. Матер. междунар. научно-практ. конф. Казань: ФЭН, 2008. С. 386-389.

РЕЗУЛЬТАТЫ ДЕТАЛЬНЫХ НАЗЕМНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАБОТ В МУЙСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ

Г.И. Татъков, Ц.А. Тубанов, Г.И. Чебаков
Геологический институт СО РАН, tatkov@gin.bscnet.ru

Хотя на отдельных поисковых участках Муйского района проводились наземные геофизические работы, включавшие в разных вариантах комплекс электроразведочных методов (ИЖ, СГ, КЭП, ВЭЗ) и магниторазведку (Чугунов Н.А., Наумов Л.В., 1960; Мулюков Э.М., 1961; Котик В.С., 1967), бытовало мнение, что наиболее достоверно вещественный состав пород и разломные структуры картирует магниторазведка, а электроразведочные методы мало информативны ввиду плохих условий гальванических заземлений и присутствия мощного слоя многолетнемерзлых пород в верхней части геoeлектрического разреза. Возможно, заключение о низкой эффективности электроразведки на постоянном и переменном токе было обусловлено несовершенной на то время аппаратурной базой, так как более поздние работы, проведенные в других золоторудных районах Бурятии со сходными условиями поисков (Бунтовский, Восточный Саян), свидетельствуют об обратном.

Отработка месторождения Ирокинда ведется с 1976 г. Главным типом золотого оруденения являются убогосульфидные кварц-золоторудные жилы. Контроль золотого оруденения связан, прежде всего, со структурно-тектоническими факторами. Наблюдается приуроченность жил с промышленной золоторудной минерализацией к трем основным системам трещин северо-восточного, северо-западного и субмеридионального направлений. Все три системы являются пологопадающими (25-45°) в западных румбах. Как правило, рудоносные кварцевые жилы имеют линзовидную форму, протяженностью от 60 до 500 м (в среднем ~300 м) по простиранию и 200-400 м по падению (в среднем ~250 м) при средней мощности 1,0 м. Распределение золота в жилах имеет столбовой характер. Протяженность рудных столбов по простиранию от 30 до 120 м, а по вертикали до 300 м. Распределение золота крайне неравномерное, содержания изменяются от «следов» до 1000 г/т и выше. Жилы сопровождаются зонами березитов мощностью от 1-3 м до 10 м и более. Для золоторудных кварцевых тел при общей выдержанности сульфидной минерализации намечается смена по вертикали минеральных ассоциаций от блеклорудно-сульфидной, характерной для верхов зоны, до галенит-сфалеритовой (средняя часть) и галенит-пиритовой (нижняя часть).

Увеличение темпов добычи и переработки руды на месторождении требует постоянного наращивания сырьевой базы действующего рудника Ирокинда ОАО «Бурятзолото» за счет разведки глубоких горизонтов и слепых рудных тел. Наряду с убого-сульфидным типом не исключена возможность выявления новых типов золотого оруденения, в частности, связанного с образованиями типа минерализованных зон (зон гидротермально-метасоматической проработки) и зон колчеданной минерализации (пиритизации).

Работами предшественников в пределах Келяно-Ирокиндинской зоны выделена группа золоторудных проявлений, связанных с кварцевыми жилами и отдельные точки со следами гидротермальной проработки и окварцевания, рекомендованные для дальнейшего изучения. Закартирован горизонт «углисто-глинистых» сланцев в западном контакте (в полосе до 400 м), несущий следы гидротермальной проработки и слабую золоторудную минерализацию (Циулин, 1981; Слободян, 2007).

На стадии проектирования комплекса детальных наземных геофизических работ за основу были приняты параметры рудных тел Зун-Холбинского месторождения. Предполагалось, что, наряду с кварц-сульфидными рудами, отличающимися повышенным содержанием золота, в пределах Келяно-Ирокиндинской зоны присутствуют золотосодержащие вмещающие породы, представленные березитами, листовитами и углисто-глинистыми сланцами, несущими кварц-сульфидную минерализацию. Для прослеживания рудоконтролирующих и рудовмещающих структур, зон окварцевания, кварц-сульфидных жил, картирования, локализации участков перспективных на поиски оруденения, и, с учетом особенностей условий проведения работ, предложен комплекс геофизических методов, апробированный ранее в Восточном Саяне.

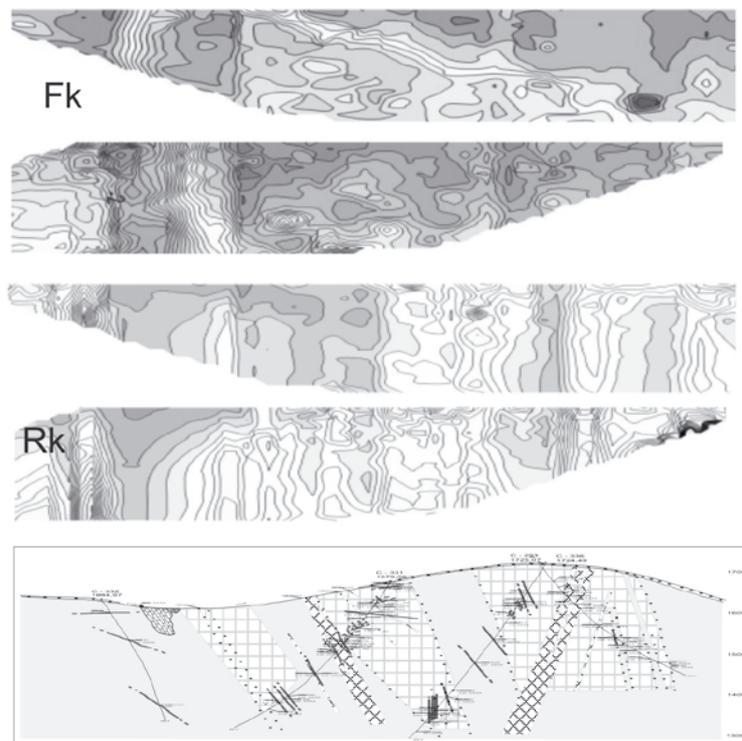
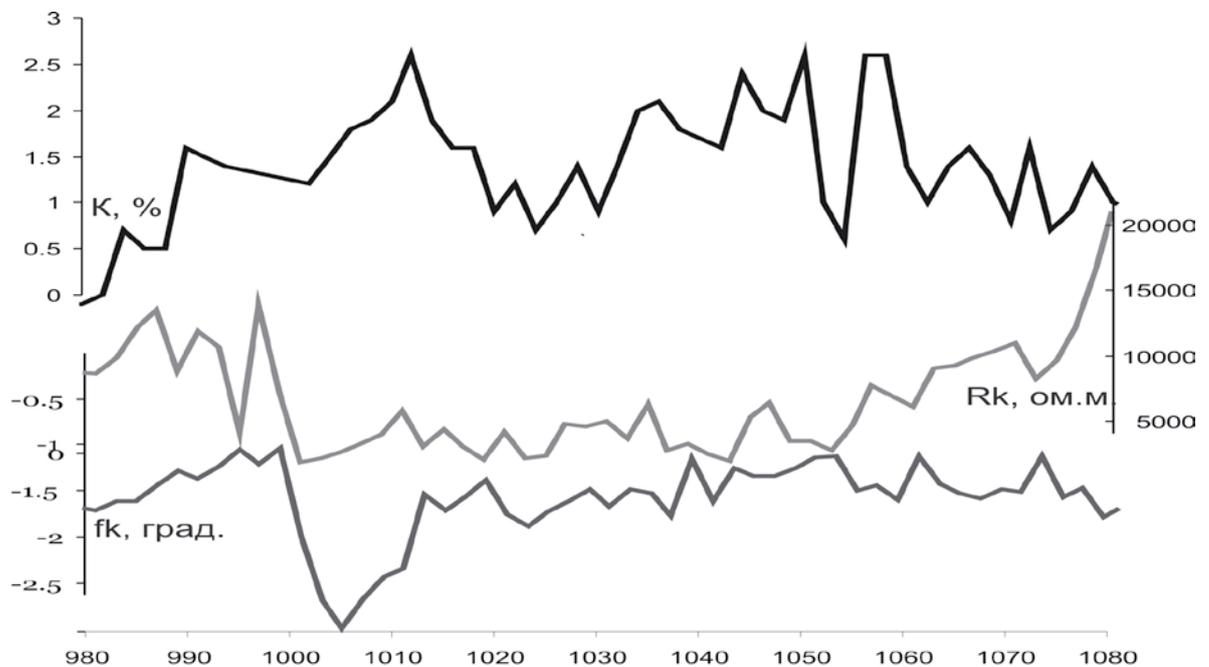


Рис. 1. Результаты комплексных геофизических работ методами гамма-спектрометрии (К-канал), ВП-СГ (рк, фк), ТЗ-ВП и бурения на участке Рудный-10 с контурами аномальных объектов повышенной поляризуемости и пониженных сопротивлений предполагаемых минерализованных зон (выделены клеточками).

На модельном объекте - Зун-Холбинском месторождении - комплексные геофизические исследования начаты в 1975 г. в пределах зоны Перспективной, вмещающей основные рудные тела. В процессе поисков и разведки выполнялся обширный комплекс методов: магниторазведка, гамма-спектрометрия, электроразведка на постоянном токе в модификациях ЕП, МЗТ, ВЭЗ, ДЭП, ВП-СЭП, на переменном - ЭПП, СДВР. Интерпретация применяемого комплекса геофизических методов основывалась на детальном и представительных петрофизических исследованиях. Методы ЭПП, МПП и СДВР не получили дальнейшего применения из-за несовершенства и громоздкости имеющейся тогда аппаратуры (ЭПП), отрицательных результатов (МПП), слабого сигнала (СДВР). При интерпретации геофизических материалов установлена связь физических полей с определенными разновидностями

пород: архейские гнейсограниты характеризуются относительно высоким кажущимся сопротивлением ($KC=5-10$ тыс. Ом), пониженным магнитным полем, и повышенной поляризуемостью (параметр сдвига фаз ВП $\sim 0.7-1.0^\circ$). Практически не золотоносные песчано-сланцево-карбонатные породы не содержат углистого материала и отличаются высокими значениями кажущегося сопротивления (до 20000-30000 Ом), пониженным магнитным полем, слабой поляризуемостью ($fk=0.1-0.5^\circ$). Графитизированные и сульфидизированные сланцы, метаморфизованные разности осадочных породы, туффиты, эффузивы характеризуются пониженными сопротивлениями (до 2000 Ом) и повышенной поляризуемостью. Наиболее контрастные аномалии пониженного сопротивления, повышенной поляризуемости наблюдаются над рудной залежью, представленной углисто-кремнистыми сланцами с кварц-сульфидными жилами и телами колчеданных руд. Тела кварцевых метасоматитов и зоны окварцевания выделяются аномалиями повышенных электрических сопротивлений. В магнитном и электрическом полях выражаются зоны разломов, скарнирования, дайки основного состава, Зоны беретиации, гидротермального изменения и метасоматоза фиксируются аномалиями калия интенсивностью до 10% (Чебаков Г.И., 2001).

Цель геофизических исследований в масштабе 1:10 000 в бассейне ручьев Рудный-Крутой (правого притока р. Тулуи) и в бассейне ручья Быстрого (левого притока р. Тулуи) - участки Рудный-10, Рудный-20 - выявить и детально изучить зоны метасоматически изменённых пород, перспективных на поиски золоторудных тел типа минерализованных зон. Комплекс методов включает магниторазведку; электропрофилирование методом вызванной поляризации с установкой срединного градиента (ВП-СГ); электроразведку методом вызванной поляризации с установкой точечного зондирования (ЦЭ-ВП) и МПП; гамма-спектрометрию; комплекс топогеодезических работ. Для магниторазведки и ВП-СГ принята сеть точек геофизических наблюдений 100x20 м. Работы методом ТЗ-ВП проведены по трем линиям, общей протяженностью 10 км. По результатам магниторазведки и электропрофилирования представлены планы графиков и изолиний кажущегося электрического сопротивления (ρ_k), сдвига фаз ВП (фвп) и приращений магнитного поля ΔT с элементами интерпретации; вертикальные геоэлектрические разрезы электрического сопротивления (ρ_k), сдвига фаз ВП (фвп) по данным точечного зондирования (ЦЭ-ВП); схемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных.

Предложенный комплекс позволил решить задачи детального геофизического картирования с целью локализации и изучения внутреннего строения ранее выявленных потенциально золоторудных зон березитизации и карбонатизации (буршпатизации) с сульфидной минерализацией; выявить и проследить предполагаемые золото-кварцевые жилы, зоны разнонаправленных тектонических нарушений и зон аномалий пониженного сопротивления - повышенной поляризуемости, повышенных концентраций калия – предположительно рудные тела типа минерализованных зон (рис. 1).

Фрагменты минерализованных зон выделены преимущественно вдоль западной границы Келяно-Ирокиндинской зоны на водоразделе ручьев Рудного-Крутого, где ранее, отдельными канавами вскрыты чередующиеся участки (мощностью до 30 м) гидротермальной проработки и окварцевания тонких «углисто-глинистых» (?) сланцев. Зона гидротермальной проработки, выделяемая на северо-западном продолжении в междуречье Рудного-Крутого, отмечается обширными вторичными ореолами рассеяния Cu, Pb, Zn, Ag. Образования, объединенные в аматканскую свиту ($V^?am$), закартированы единой полосой в границах КИЗ в пределах осевой части хребта и в западном борту руч. Быстрого, а в центральной части и к югу выполняют шовные зоны. По характеру магнитного и геоэлектрических полей на правобережье ручьев хорошо идентифицируются гнейсово-кристаллосланцевые породы киндиканской свиты ($AR^?1kn$), слагающие Южно-Муйскую глыбу. Стратифицированные образования, представленные телами известняков позднерифейской буромской свиты ($R3 br$), закартированы на юго- и северо-западе участка, на водоразделе ручья Петелинский-Крутой. Интенсивными линейными магнитными аномалиями выделяются, предположительно, небольшие тела габброидов кедровского комплекса. Знакопеременными магнитными полями и сильно изменчивой поляризуемостью отмечаются гранитоиды бамбукойского комплекса, слагающие отдельные тела в поле пород киндиканской свиты.

В долине руч. Быстрого пониженными сопротивлениями и повышенной поляризуемостью отмечается полоса шириной до 400 м интенсивно пиритизированных зеленых сланцев. Зоны пиритизации (колчеданной минерализации) прослеживаются по свалам и отдельным коренным выходам в северо-западном направлении на 2,5 км. Выветрелая поверхность обломков (как правило, за счет окисления пирита) имеет буровато-красноватый цвет, участки их развития выделяются как «ржавые» зоны. Пирит кристаллический развит как в виде вкрапленников (от долей до 6-8 мм), так и прожилковидных, гнездовидных обособлений мощностью до 3-4 см. Содержание его изменяется от 1-2% до 20%. Участки таких сгущений (мощностью до 2-5 м) чередуются с полосами (до 10-20 м), менее насыщенными пиритом.

Полученные данные наземной магнито-, электроразведки, гамма-спектрометрии существенно дополняют представления о геологическом строении площади не только в структурном плане (разломная тектоника), но в ряде случаев картируют известные стратиграфические и интрузивные

структурно-вещественные комплексы, отдельные петрографические различия или группы пород, различающиеся по физическим свойствам. По аналогии с Зун-Холбинским рудным полем по совокупности геолого-геофизических характеристик (зоны пониженных сопротивлений и повышенной поляризуемости, повышенных содержаний К) выделена, предположительно, залежь типа минерализованной зоны. Для объективного заключения о перспективах участков, учитывая их значительные размеры и сложность строения, требуются более значительные объемы буровых и горных работ.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТНЫХ РУБЕЖАХ ФОРМИРОВАНИЯ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СРЕДНЕГО ТЯНЬ-ШАНЯ

**А.Х. Туресебеков¹, Б.Б. Василевский², Р.Р. Рахимов²,
Р.М. Хантемиров², Т.Н. Баранова¹**

¹ИГиГ АН РУз, Ташкент, ingeo@ingeo.uz

²ГП «ИМП» Госкомгеологии РУз, Ташкент mineraluz@gmail.com

Медно-порфировые месторождения Алмалыкского рудного района (Кальмакыр, Сары-Чеку и др.) относятся к Кураминской металлогенической подзоне Западного Тянь-Шаня. Формирование их происходило в геодинамической обстановке активной окраины континента в надсубдукционной обстановке.

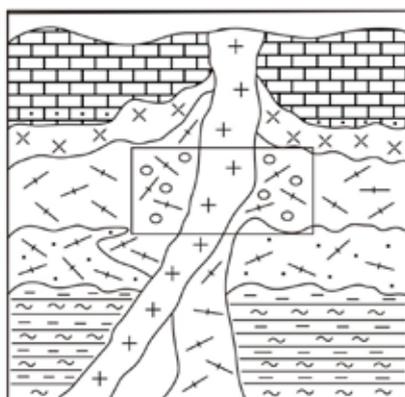
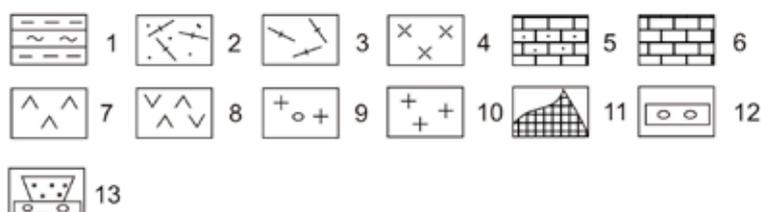


Рис 1. Модель формирования серебро-медно-молибденового месторождения Сары-Чеку.



Рис 2. Модель формирования золото-медно-порфирового м-ния Большой Кальмакыр

Условные обозначения:



1 - Сланцы (O-S); 2 - Андезитовые порфириты (D_2^1); 3 - Кварцевые порфиры (D_2^2); 4 - Андезито-дацитовые порфиры (D_2^1); 5 - Песчано-карбонатные отложения (D_2,gv); 6 - Черные искристые доломиты (D_2,fr); 7 - Диориты (C_2); 8 - Сиенито-диориты (C_2); 9 - Гранодиорит-порфиры (D_2); 10 - Гранодиорит-порфиры (C_2-P); 11 - Скарново-полиметаллическое месторождение Кургашикан; 12 - Рудная зона месторождения Сары-Чеку; 13 - Два этапа оруденения: I-этаж Сары-Чекинский тип оруденения (11), II-этаж Кальмакырский тип оруденения.

Комплексные медно-порфировые месторождения, кроме меди, содержат значительные запасы Mo, Au, Ag, S, Se, Te, Re, Pb, Zn, платиноидов, Bi, Cd, Os¹⁸⁷, Sb, In и др., ценность которых достигает более половины совокупности стоимости производимой продукции.

Имеется ряд представлений о стадийности образования медно-порфировых месторождений. Полиформационный обусловлен пространственным совмещением разноэтапного медно-молибденового, скарново-полиметаллического и золото-полисульфидного оруденения [1, 3-6]. Внутриформационный обусловлен пульсационной и фациальной зональностью отложения вещества в единой медно-порфировой формации с ореолом сопряженных жильных образований [2].

В свете новых данных полученных при изучении медно-порфировых месторождений представилась возможность рассматривать их формирование с позиции полихронности и полиэтапности.

Выявлено, что медно-порфировые месторождения образовались в процессе полихронного и многоэтапного концентрирования оруденения, при котором продукты предшествующего рудоподготовительного этапа служили исходным сырьем для процесса последующего концентрирования оруденения, с образованием в итоге комплексного крупного месторождения. Моделью рудообразования полихронного многоэтапного оруденения могут служить пересекающиеся множества, под которыми подразумевается разновозрастные процессы осадконакопления, вулканизма, магматизма, метасоматоза, минеральных типов руд, сопровождающиеся перераспределением элементов с их концентрацией. Такая графическая модель позволяет понять структуру многоуровневого крупного месторождения (рис. 1) в отличие от одноэтапного небольшого месторождения (рис. 2).

Медно-порфировые месторождения формировались в связи с развитием девонского континентального вулканизма, который начинался риолитовыми лавами, андезито-дацитами и комагматичными гранитоидами девона (рис. 1) – I этап формирование не крупного медно-порфирового месторождения Сары-Чеку; II этап – медно-порфировое оруденение пространственно и генетически связано с проявлением карбонового магматизма (габбро-диориты, сиенито-диориты, гранодиориты) и сопряжено с предшествующим I этапом оруденения (рис. 2). Сопряжение девонского и карбонового магматизма приводит к образованию крупных медно-порфировых месторождений (Большой Кальмакыр).

В заключение следует отметить важную роль пространственной, структурной и генетической связи вулканизма и комагматичных с ними интрузивных пород гранитоидной формации при становлении крупных медно-порфировых месторождений, а также учет совмещения разнообразных по времени эпох оруденения. В мире известны такие крупные месторождения, в которых совмещены разобщенные во времени эпохи оруденения – докембрийский и третичный, мезозойский и третичный. Примером совмещения докембрийских руд и руд третичной эпохи являются крупные месторождения Хомстейк в США, меднорудная область Аризона в США, месторождение Суливан в Канаде, свинцово-цинковое месторождение Кер-д Алэн в США, вновь открытое медно-порфировое месторождение Самарское в Казахстане [5].

1. **Туресебеков А.Х.** К проблеме генезиса гигантского медно-молибденового месторождения Кальмакыр // Геология и минеральные ресурсы. 2002. № 3. С. 54-61

2. **Голованов И.М., Николаева Е.Н.** Комплексная прогнозно-поисковая модель медно-порфировой формации. Ташкент: Фан, 1988. 200 с.

3. **Рехарский В.И.** Зональность метасоматитов и оруденения на молибденовых месторождениях // Зональность гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука.

4. **Сотников В.И., Берзина А.П., Калинин А.С.** Обобщенная генетическая модель рудно-магматических систем медно-молибденовых рудных узлов // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1988. С. 232-240.

5. **Курчавов А.М., Гранкин М.С. и др.** Геодинамическая обстановка формирования золото-медно-порфировых месторождений Центрального Казахстана // Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов. Сб. научных статей Международного симпозиума. СПб, 1998. С. 316-319.

6. **Коваль П.В., Ариунбилеч С. и др.** К модели рудно-магматической системы молибден-медно-порфирового оруденения монголо-охотской внутриконтинентальной подвижной зоны // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1988. С. 240-247.

Геология месторождения довольно детально описана в предыдущих работах ряда исследователей [1, 2, 3]. В его строении принимают участие архей-нижнепротерозойские образования фундамента Гарганской глыбы, представленные гнейсами, гнейсо-гранитами, амфиболитами и мигматитами (2,3-2,4 млрд. лет), степень метаморфизма которых достигает гранулитовой фации. Чехол глыбы сложен верхнерифейскими сланцево-карбонат-кварцитовыми образованиями иркутской свиты, которые развиты в северном и северо-западном обрамлении ядра глыбы и являются продуктивными на высокочистые кварциты. Интрузии сумсунурского комплекса плагиогранитов верхнерифейского возраста (790 млн. лет) [2] тоналитового (тоналит-трондьемит-дацитового) типа распространены к юго-западу от месторождения горы Бурал-Сарьдаг (Гарганский плутон).

Породы верхнерифейских офиолитов и отложений Дунжугурской островной дуги, которые обрамляют Гарганскую глыбу с юго-востока, северо-востока и северо-запада, представляют собой фрагменты деформированного и эродированного аллохтона, надвинутого на глыбу с севера - северо-запада. На участке, расположенном к западу от месторождения горы Бурал-Сарьдаг, офиолиты представляют собой три главных покрова, разбитых на ряд чешуй. Полный разрез офиолитовой ассоциации на Дунжугурском участке выделяется в стандартной последовательности. Ультрабазитовый комплекс представлен серпентинизированными гарцбургитами и дунитами с линзами хромитов. Комплекс расслоенных интрузий выполнен ортопироксенсодержащими породами, в основном вебстеритами, ортопироксенитами, габбро-норитами, норитами. Дайковый комплекс сложен в основном массивными зеленоватыми диабазами. Вулканический комплекс представлен различными гиалокластитовыми брекчиями, массивными и шаровыми лавами [2].

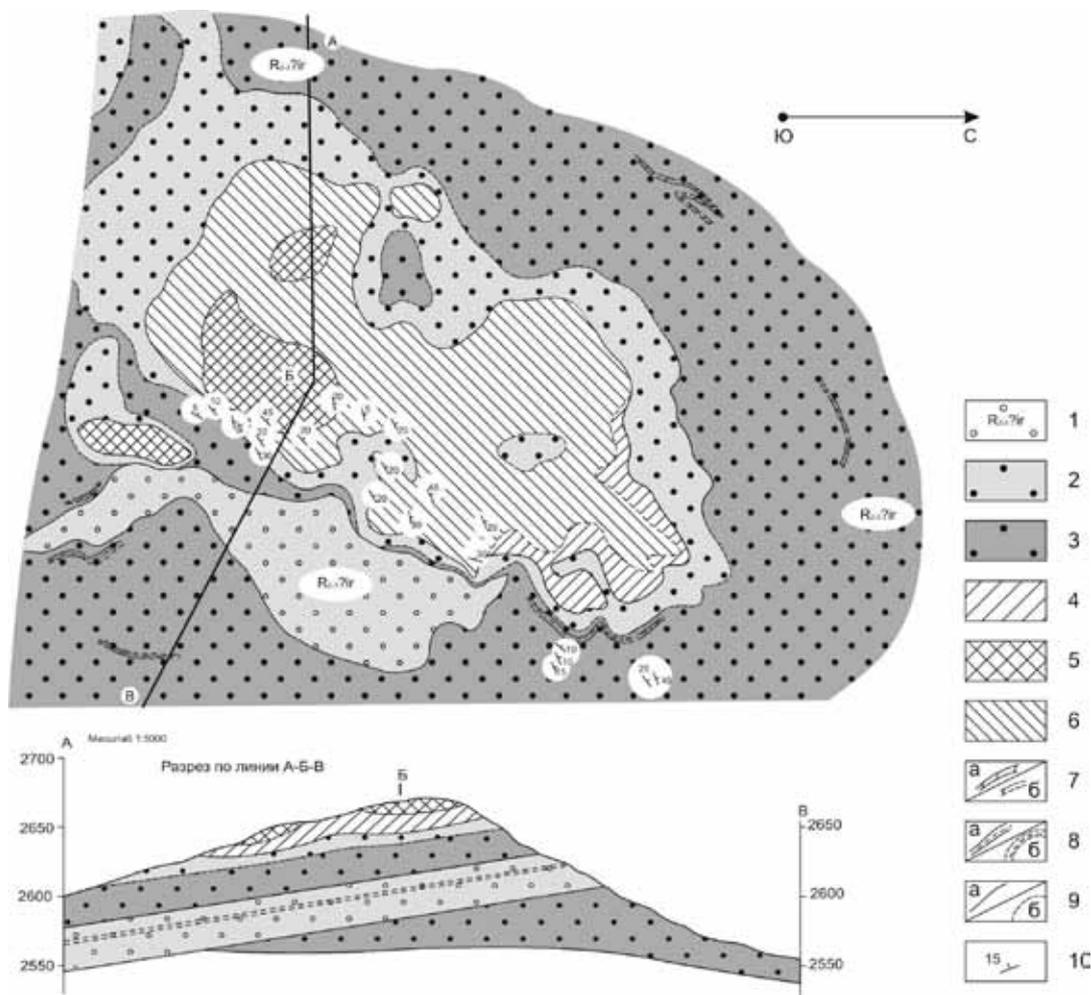


Рис. 2. Геологическая схема месторождения горы Бурал-Сарьдаг. 1 - иркутская свита (R_{2-3}): песчаники, алевролиты, гравелиты субаркозового, полимиктового составов; горизонты, линзы красноцветных псаммитовых доломитов, песчаников и углеродисто-глинистых сланцев; 2-3 - иркутская свита: кварциты и микрокварциты различного состава; горизонты, линзы, желваки окремненных, часто мергелистых доломитов: 2 - черные, кремневидные микрокварциты с прослоями доломитов и мраморов, тонкие (до первых мм) прожилки и линзы перекристаллизованного кварца; 3 - серые и светло-серые микрокварциты; 4-6 - метасоматиты: 4 - светло-серые мелкозернистые кварциты; 5 - «суперкварциты»; 6 - «песчанистые» квар-

циты - продукты выветривания метасоматических кварцитовых образований; 7-8 - маркирующие горизонты и линзы, а - достоверные, б - предполагаемые; 7 - доломиты окремненные, глинистые до мергелей; 8 - углеродисто-глинистые сланцы; 9 - геологические границы: а - достоверные, б - предполагаемые; 10 - элементы залегания.

Тектоническая история Гарганского микроконтинента (рис. 1), являющегося частью Тувино-Монгольского массива, довольно подробно описана А.Б. Кузьмичевым [2]. На раннебайкальском этапе в процессе консолидации Тувино-Монгольского массива Дунжугурская островная дуга начала приключаться к Гарганскому континентальному блоку, в результате чего отложения чехла глыбы были деформированы, а впоследствии, в процессе обдукции, перекрыты породами офиолитов преддугового бассейна [2]. По мере развития обдукции офиолиты «сдирали» верхнюю часть осадочной толщи, усложняя складчатую структуру чехла глыбы, что обусловило термально-метасоматические преобразования перекрытых уровней кремнисто-карбонатного комплекса иркутской свиты.

Обдукционный режим сменяется коллизией Дунжугурской островной дуги и Гарганского фрагмента континентального блока. В завершение этого этапа произошла выплавка гранитоидов сумсунурского тоналит-трондьемитового комплекса, который «сшил» породы фундамента и чехла Гарганской глыбы с перекрывающими их тектоническими чешуями. Дальнейшее развитие процесса коллизии (заклинивание и изменение зон субдукции, раскол литосферы и т.д.) приводит к изостатическому всплыванию окраины континента с надвинутым на него островодужным аллохтоном и, как следствие, интенсивную денудацию и выход на поверхность пород фундамента Гарганской глыбы и окаймляющего его осадочного чехла.

На месторождении Бурал-Сарьдаг (рис. 2) продуктивные тела суперкварцитов и микрокварцитов локализуются, в основном, в привершинной части хребта в виде пологозалегающих плоских «шляп», имеют субпластовую, вытянутую в плане форму и полого под углами 7-100 падают на запад-северо-запад. Падение пластовых тел кварцитов месторождения не совпадает с генеральной складчатостью продуктивной кремнисто-карбонатной толщи иркутской свиты. Аналогичную форму пластовых тел имеет проявление «Белая Сопка» на Урда-Гарганском участке, а также небольшое проявление белых сахаровидных кварцитов, расположенное южнее, вблизи оз. Урунге-Нур (рис 1).

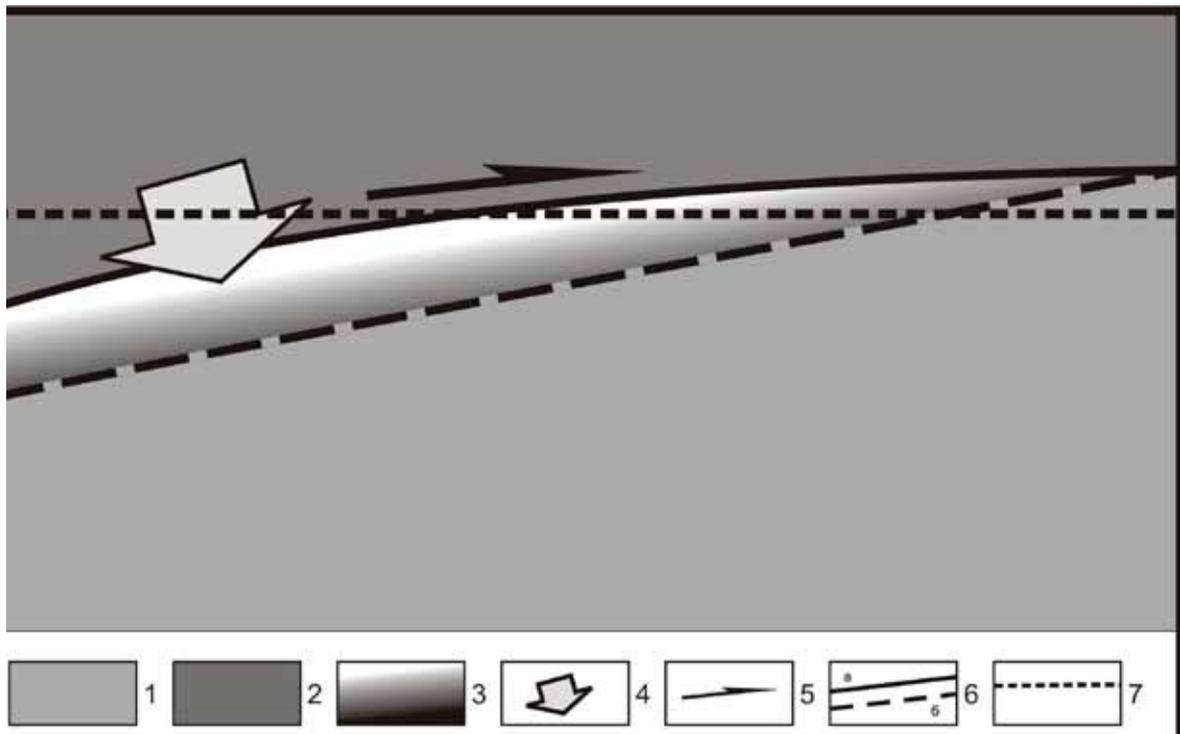


Рис. 3. Схема обдукции офиолитов на чехол Гарганской глыбы. 1 - фундамент Гарганской глыбы (AR-PR); 2 - офиолитовый комплекс нерасчлененный (R_2); 3 - чехол Гарганской глыбы (иркутская свита, $R_{2,3}$); 4 - направление воздействия теплового поля офиолитов; 5 - направление движения офиолитового комплекса по поверхности Гарганского микроконтинента; 6 - тектонические нарушения: а - достоверные, б - предполагаемые; 7 - эрозионный срез.

Осветленные кварциты и «суперкварциты» могли быть сформированы в ходе термально-метасоматических преобразований первичных кремнисто-карбонатных пород иркутской свиты,

под воздействием теплового поля продвигающегося по ним, в результате обдукции офиолитового покрова. Высокий градиент Р-Т условий приводит к мобилизации собственной флюидной составляющей исходных кремнистых пород и ее миграции по разломным и ослабленным зонам в область пониженных температур и давлений.

Необходимо подчеркнуть, что отсутствие эндогенного источника флюида является главным отличием приведенной схемы формирования месторождения г. Бурал-Сарьдаг от моделей предыдущих исследователей. В результате этого, в верхней части разреза (рис. 3), подвергшейся максимальному термодинамическому воздействию, происходила очистка кварцевого субстрата и его собирательная перекристаллизация с увеличением размеров и приобретением специфической субпараллельной ориентировки зёрен кварца. Участки кремнистой толщи находящиеся на удалении от тектонического контакта подверглись меньшему термическому воздействию, вследствие чего они испытали перекристаллизацию в меньшей степени. Снижение степени преобразования кварцитов, при удалении от плоскости надвига, подтверждает отделение флюидов из самих пород и отсутствие притока эндогенных флюидов, как и отсутствие привноса чужеродного вещества. Осветление кварцитов в этой области произошло за счет выноса полностью или частично лишь пигментирующего углистого вещества. Образовавшиеся в результате длительных геологических процессов осветлённые кварциты и сверхчистые «суперкварциты» являются главными промышленными объектами месторождения.

1. **Быдгаева Н.Г., Киселева Р.А., Яшин В.Н.** Геологические особенности формирования нового типа гранулированного кварца Гарганского кварценосного района (Восточный Саян) // Кварц. Кремнезем. Материалы Междунар. семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 185-187.

2. **Кузьмичев А.Б.** Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.

3. **Воробьев Е.И. и др.** Сверхчистые кварциты Восточного Саяна (Республика Бурятия, Россия) // Докл. РАН. 2003. Т. 390, № 2. С. 219-223.

КАРБОНАТИТОВЫЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ РУДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛУГИЙН ГОЛ

Г.И. Хантургаева

Байкальский институт природопользования СО РАН, Улан-Удэ, techmin@binm.bsnet.ru

Редкоземельные руды месторождения Лугийн гол представлены карбонатами гидротермального генезиса, связанными с нефелиновыми сиенитами. Карбонаты образуют жильные тела малой и, редко, средней мощности, большой протяженности (от десятка м до более 1 км) по простиранию, достигающие глубины до 200-300 м. Значительную долю редкоземельного месторождения составляют окисленные руды (50% запасов), содержащие более 50% кальциевых карбонатов, 15% железосодержащих минералов (гематита, гетита, лимонита и др.), 2-3% псиломелана.

По результатам исследований [1, 2] установлено, что карбонаты сложены в основном кальцитом (до 98%, в среднем 80%), а также фторкарбонатами РЗЭ, анкеритом, флюоритом, пиритом (в значительной степени замещенным гетитом). В качестве второстепенных минералов отмечены доломит, целестин, галенит, сфалерит, кварц, марганцевые минералы, полевые шпаты. Акцессорно присутствуют монацит, апатит, барит, циркон, рутил, строцманит, пироксен и другие. В целом рудной составляющей месторождения являются кальциевые карбонаты.

Руды представлены двумя природными типами: окисленные руды верхнего горизонта месторождения до 15 м и первичные (глубинные) руды. В окисленных рудах преобладают оксиды (гидроокиси железа, марганца и др.). В зоне окисления резко снижается содержание стронция, свинца, цинка, бария и других металлов, при этом увеличивается содержание тория, редкоземельных элементов и марганца. Следует отметить, что в окисленных пробах руды отсутствует целестин, который разлагается в гипергенных условиях.

Для месторождения характерна и, так называемая, «переходная зона», то есть часть руды между зоной окисления и первичных руд на глубине между 15-20 м. Здесь руда полуокисленная, под воздействием процессов окисления минералы изменены частично (от 5 до 30%).

Кроме того, рудной составляющей месторождения являются и карбонатизированные околожильные сиениты, смешанные сиенито-карбонаты, междужильные (жилы нередко раздваиваются) сиениты и околожильные тектониты. Все эти породы имеют, как правило, низкое содержание

РЗЭ, но они при эксплуатации в определенном количестве могут быть отработаны вместе с карбонатами и поэтому относятся к рудной составляющей. Их общее количество в подсчитанных запасах месторождения не превышает 1%. В технологических пробах содержание вмещающих пород не превышает в среднем 3%.

Текстура изучаемых руд массивная, крупно- и среднезернистая. Окисленные руды имеют темно-коричневую, бурую, желто-коричневую окраску, что свидетельствует о наличии в них окислов железа и марганца. Первичным рудам свойственны белые, серовато-белые, серые, коричневатые окраски.

Главным носителем РЗЭ исследованных руд является синхизит, в нем содержится более 98% РЗЭ. По данным качественного анализа на микрозонде JSM-35DDS установлено, что в синхизите присутствуют следующие элементы: Ca, Ce, La, Nd, Pr, Sm, Eu, Th и в небольших количествах Fe, Al, Mn, Ho. При этом преобладают содержания Ce и La, обнаруживается также Nd, но в меньшей степени. Общую формулу синхизита можно представить в виде $(Ca, Th)(Ce, La, Nd, Pr, Sm, Eu, \dots)F(CO_3)_2$.

В окисленных рудах можно обнаружить паризит - минерал более богатый РЗЭ, чем синхизит. Однако его содержание в руде значительно меньше, чем синхизита (менее 1%). Общую формулу паризита можно представить в виде $Ca(Ce, La, Nd, Pr, \dots)_2F_2(CO_3)_3$.

Кроме синхизита и паризита в пробах руды обнаружен монацит (около 0,1%). РЗЭ в монаците, также, как и в синхизите и паризите представлены цериевой группой. Общую формулу монацита можно представить в виде $(Ce, La, Nd, Pr, Sm, Eu, \dots, Ca, Th, Fe, Al)PO_4$.

По химическому составу руда содержит в основном карбонаты (кальцит, анкерит, доломит, синхизит, паризит и др.) и в резко подчиненном количестве содержит сульфиды (пирит, галенит, сфалерит, халькопирит и др.), сульфаты (целестин, барит), фосфаты (манацит, апатит) и др. соединения.

В табл. 1 приведены данные химического анализа двух технологических проб руды.

Табл. 1

Химический состав редкоземельных руд месторождения Лугийн гол

№№	Содержание, %												
	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO ₂	Ag	CaO	BaO	SrO	ThO ₂	TR ₂ O ₃	CeO ₂	La ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Pr ₃ O ₄
Окисленная руда													
1.	9,15	2,32	1,54	-	20,5	0,35	0,42	0,13	5,24	1,60	1,58	0,50	0,24
2.	9,11	2,81	1,54	-	20,4	0,31	0,43	0,11	5,26	1,70	1,54	0,48	0,25
Первичная руда													
3.	-	1,43	1,27	0,002	24,6	0,03	1,83	0,05	3,80	1,96	1,25	0,29	0,15
4.	-	1,36	1,24	-	23,2	0,031	1,73	0,05	3,80	1,96	1,25	0,29	0,15

На основании изучения содержания редкоземельных элементов в карбонатитовых массивах месторождения методами микрозондового и химических анализов установлено, что в карбонатитах месторождения носителями РЗЭ являются, прежде всего, синхизит и поликристаллы синхизит-паризита. Монацит присутствует в очень малом количестве и не играет большой роли как носитель РЗЭ.

Данные гранулометрического анализа редкоземельной руды приведены в табл.2.

Табл. 2

Результаты гранулометрического анализа технологических проб редкоземельной руды

№№	Класс крупности	Выход, %	Содержание TR ₂ O ₃ , %	Извлечение TR ₂ O ₃ , %
1.	+0,25	5,27	2,63	2,67
2.	+0,15 -0,25	19,59	2,79	10,32
3.	+0,063 -0,15	31,16	5,40	31,77
4.	+0,040 -0,063	7,61	7,26	10,43
5.	+0,040	36,37	6,53	44,87

Как видно из табл.2, для флотационного обогащения необходимо тонкое измельчение руды, в результате чего образуется шламистый продукт, который отличается весьма трудной обогатимостью.

Нами был исследован способ избирательной стабилизации пульпы для обогащения карбонатной редкоземельной руды месторождения Лугийн гол, содержащей 70% кальцита, 10% синхузита и бастнезита, 2% пирита, остальное (18%) - пиролюзит, кварцит, барит, флюорит. Руда окисленная, имеет красновато-коричневый цвет.

На основе проведения экспериментальных исследований был разработан следующий реагентный режим обогащения окисленной редкоземельной руды, в кг/т: металло-гель гуминовый комплекс (МГГК) - 2, $Pb(NO_3)_2$ - активатор поверхности карбонатных минералов - 0,3, Pb^{2+} + жидкое стекло - (0,3+2,5), $(Pb^{2+} + Na_2S)$ - (0,6+0,6), бутилксантогенат - 0,6, алкилсульфат натрия - 0,3. Руду измельчали до крупности 50% класса - 0,071 мм. После первого осаждения и декантации хвостов материал измельчали до крупности 75% класса - 0,071 мм. Флотацию пирита производили в начале осадительного процесса.

Как видно из табл.3, извлечение TR_2O_3 в основной концентрат довольно высокое и составляет 90,18 - 92,15%. Исследованиями установлено, что при прямой флотации редкоземельных руд (без предварительного осаждения концентрата) извлечение TR_2O_3 в концентрат составляет 77,4% , а содержание TR_2O_3 в хвостах - 1,3-3,03%.

Табл. 3

Результаты обогащения редкоземельной руды (первичной) стабилизацией пульпы
(первое осаждение - 20 мин., второе - 60 мин., третье - 60 мин., четвертое - 60 мин.)

Наименование продуктов обогащения	Выход, %	Содержание TR_2O_3 , %	Извлечение TR_2O_3 , %
Основной концентрат	38,45	12,72	92,15
Пиритный концентрат	7,47	0,53	0,7
Хвосты I	10,04	0,86	1,66
Хвосты II	37,57	0,6	4,25
Хвосты III	5,14	1	0,97
Хвосты IV	1,33	1,07	0,27
Исходная руда	100	3,31	100
Основной концентрат	37,93	13,7	90,18
Хвосты I	9,8	0,95	1,62
Хвосты II	43,8	0,81	6,61
Пиритный концентрат	9,47	0,97	1,59
Исходная руда	100	5,76	100

В результате обогащения окисленной редкоземельной руды стабилизацией пульпы были получены концентраты с содержанием TR_2O_3 94,6-94,9%.

Обогащение окисленной руды осуществлялось при тех же условиях, что и первичной руды. Измельчение руды производилось до крупности 85% класса - 0,071 мм. Результаты обогащения представлены в табл. 4.

Табл. 4

Результаты обогащения окисленной редкоземельной руды

Наименование продуктов обогащения	Выход, %	Содержание TR_2O_3 , %	Извлечение TR_2O_3 , %
Концентрат основной	46,46	11,63	94,96
Хвосты I	22,01	0,4	1,55
Хвосты II	31,53	0,62	3,49
Исходная руда	100	5,69	100
Концентрат основной	46,27	11,8	94,6
Хвосты I	17,18	0,75	2,23
Хвосты II	36,56	0,5	3,17
Исходная руда	100	5,77	100

После осаждения и отделения редкоземельного концентрата, его подвергали флотации. Режим флотации следующий, в кг/т: H_3PO_4 - 5, МГГК - 2, флотог - 7,9 - 1,5, ТБФ - 1,5. Результаты флотации приведены в табл. 5.

Результаты флотации осажденного редкоземельного концентрата

Наименование продуктов обогащения	Выход, %	Содержание TR ₂ O ₃ , %	Извлечение TR ₂ O ₃ , %
Концентрат основной	40,89	22,5	80
Промпродукт I	10,73	16	15,02
Промпродукт II	8,35	12	0,87
Промпродукт III	5,53	0,8	0,39
Хвосты	34,4	1,22	3,68
Исходный концентрат	100	11,5	100

Таким образом, проведенные исследования показали, что основными минералами РЗЭ в исследуемых карбонатитовых рудах месторождения Лугийн гол являются синхизит в окисленных и синхизит с паризитом в первичных рудах. Установлено, что для флотационного обогащения руды требуется тонкое измельчение руды, что приводит к образованию повышенного количества труднофлотируемых шламов. Использование способа структурирования флотационной пульпы за счет реагентов-модификаторов приводит к флотации карбонатов и осаждению редкоземельных минералов, что позволяет выделить редкоземельные минералы в отдельный продукт и отделиться от шламов. На второй стадии процесса проводят флотацию редкоземельных минералов.

Предложен способ избирательной стабилизации пульпы для обогащения карбонатитовой редкоземельной руды месторождения Лугийн гол, позволяющий повысить извлечение суммы РЗЭ на 13-15% по сравнению с прямой флотацией редкоземельных руд.

1. **Никифоров К.А., Хантургаева Г.И., Тоголдор Н.** Селективная флотация труднообогатимых руд. Новосибирск: Наука, 1996. 120 с.

2. **Хантургаева Г.И., Бурмаа Г., Мязин В.П.** Состав и технологические свойства первичных окисленных редкоземельных руд месторождения Лугийн гол // Байкальская Азия: экономика, экология, устойчивое развитие (результаты международного сотрудничества). Сб. научн. тр. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2009. С. 104-105.

ПРАКТИЧЕСКОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МАГНИЙСИЛИКАТНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Л.И. Худякова, О.В. Войлошников

Байкальский институт природопользования СО РАН, Улан-Удэ, lkhud@binm.bsnet.ru

Магнийсиликатные горные породы слагают многие массивы, входящие в состав щелочно-ультрабазитовых и ультрабазит-базитовых формаций. Они расположены по всей территории России протяженностью с запада на восток с Кольского полуострова через Урал и пояса Восточную Сибирь на Дальний Восток. При разработке месторождений полезных ископаемых данные породы практически не используются, за исключением производства огнеупоров. Основная их масса находится в виде вскрышных пород и образует отвалы, тем самым неблагоприятно влияя на окружающую среду. Поэтому в аспекте комплексного освоения месторождений полезных ископаемых перспективным считается использование вскрышных пород, имеющих низкую себестоимость.

Главной отраслью, использующей отходы горнодобывающих предприятий, является отрасль строительной индустрии. Но магнийсиликатные породы в отрасли стройиндустрии практически не используются, являясь для нее нетрадиционным сырьем. В производстве цемента это объясняется повышенным содержанием оксида магния в исходном продукте, в результате чего в клинкере оно превысит допустимое ГОСТом содержание - 5%. Ограничение обусловлено опасностью неравномерности изменения объема цемента при запоздалой гидратации оксида магния, находящегося в виде крупнокристаллического периклаза в клинкере. Но в данных породах магний находится совершенно в другой форме – в виде силикатов. Поэтому магнийсиликатное сырье будет вести себя в процессах гидратации совершенно по-другому. Возможности его использования являются перспективным направлением в производстве строительных материалов.

В работе использованы магнийсиликатные породы Йоко-Довыренского дунит-троктолит-габбрового массива, расположенного в Северном Прибайкалье в 80 км к северо-востоку от северного окончания озера Байкал [1]. Запасы их в массиве составляют миллиарды тонн, поэтому проводимые исследования являются актуальными.

Целью работы явилось изучение возможности переработки вскрышных и отвальных пород месторождений Северо-Байкальской рудной зоны на примере Йоко-Довыренского расслоенного массива. Данные породы представлены, в основном, магнийсиликатными горными породами (дуни-тами, верлитами, троктолитами), общие запасы которых оцениваются во многие миллиарды тонн. Причем, дуниты представлены не только массивными породами, но и рыхлой корой механического выветривания с хорошо сохранившейся структурой исходных дунитов. Химический состав магний-силикатных горных пород Йоко-Довыренского массива приведен в таблице 1.

Табл. 1

Химический состав магнийсиликатных пород, мас. %

Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O
Верлит	39,70	1,80	0,42	10,70	0,81	43,83	0,12	0,07
Дунит	37,40	1,25	3,10	12,60	0,40	40,81	0,14	0,02
Троктолит	40,60	12,00	1,11	9,45	5,57	28,60	0,57	0,04
Дунитовый песок	38,40	2,10	2,93	9,95	0,46	43,20	0,05	0,03

Исследования проводились по нескольким направлениям: использование данных пород в качестве минеральной добавки при производстве смешанного цемента, в качестве крупного и мелкого заполнителя при производстве бетона и в качестве сырьевого компонента при получении строительной керамики.

Первоначально были проведены исследования по использованию магнийсиликатных горных пород в виде минеральной добавки при производстве смешанного цемента. В качестве сырьевых материалов применялись портландцементный клинкер Тимлюйского цементного завода, двухводный гипс Нукутского гипсового карьера.

Портландцементный клинкер и магнийсиликатные породы соединяли в различных соотношениях, добавляли 3% двухводного гипса и измельчали в стержневом вибрационном измельчителе. Образцы подвергали испытаниям по ГОСТ 310 "Цементы. Методы испытаний".

Известно, что одним из основных технологических факторов, влияющих на активность цементов, является тонина помола. При механоактивации происходит изменение структуры компонентов, входящих в измельчаемую систему, повышается их реакционная способность, происходит взаимодействие компонентов смеси с образованием новых структурных единиц. В нашем случае, активность определялась величиной удельной поверхности. Было установлено, что оптимальным является измельчение сырьевой смеси до величины удельной поверхности 3400 см²/г. С увеличением удельной поверхности обрабатываемого материала происходит появление сверхтонких фракций, а также слипание частиц, что приводит к снижению прочностных характеристик образцов. Физико-механические показатели полученных цементов представлены в таблице 2.

Табл. 2

Физико-механические показатели смешанных цементов

Количество добавки, масс. %	Предел прочности при сжатии, МПа в возрасте		Средняя плотность, кг/м ³
	7 суток	28 суток	
Верлит			
20	39,3	56,5	2235
30	43,6	61	2246
40	37,5	47,9	2253
Троктолит			
20	45,9	66,8	2246
30	44,1	62,3	2267
40	38,8	56,9	2281
Дунит			
20	39,6	57,2	2353
30	43,9	61,5	2392
40	37,9	55,4	2422
Портландцемент	38	56,6	2226

Как видно из таблицы, образцы цементов с добавкой магнийсиликатных пород имеют прочность, незначительно отличающуюся от прочности портландцемента. Максимум достигается для составов: 70% портландцементного клинкера и 30% магнийсиликатных пород в виде дунита и верлита и 80% портландцементного клинкера и 20% троктолита. При этом можно получить два вида цементов: портландцемент с минеральными добавками марки М400Д20 и смешанный цемент с 30% добавки породы.

Следует отметить, что при введении магнийсодержащей добавки в состав вяжущего в количестве до 40% образцы показали повышенную прочность при изгибе. Это объясняется образованием гидросиликатов магния волокнистой структуры, а также смешанных кальций-магниевого и кальций-магний-железистых гидросиликатов в процессе гидратации смешанного вяжущего, что подтверждается результатами рентгенофазового анализа.

Таким образом, применение минеральной добавки в виде магнийсиликатных пород при производстве цемента ведет к улучшению его качества и снижению себестоимости за счет замены части клинкера на магнийсиликатную породу на стадии помола.

Рассмотрим использование исследуемых пород в качестве крупного и мелкого заполнителя при производстве бетона. Для исследования были изготовлены бетонные образцы размером 10x10x10 см при водоцементном отношении 0,6. Образцы испытывались по ГОСТ 10180-90 “Бетоны. Методы определения прочности по контрольным образцам”. Результаты исследований представлены в табл. 3.

Табл. 3

Механические показатели бетона в зависимости от вида заполнителей

Вид крупного заполнителя	Вид мелкого заполнителя	Предел прочности при сжатии, МПа в возрасте	
		7 суток	28 суток
Дунит	Кварцевый песок	17,1	27,8
	Дунитовый песок	21,9	31,8
Верлит	Кварцевый песок	18,3	28,3
	Дунитовый песок	20,7	32
Троктолит	Кварцевый песок	16,9	28
	Дунитовый песок	21,7	31,5
Гранитный щебень	Кварцевый песок	16	27,3
	Дунитовый песок	17,3	28,4
Гравий	Кварцевый песок	15,8	26,2
	Дунитовый песок	16,9	27,8

Полученные в ходе экспериментов данные показывают, что вид крупного заполнителя оказывает влияние на прочностные характеристики бетонов. Прочность бетонов на щебне из магнийсиликатных пород выше прочности бетонов на традиционных видах щебня. Самые низкие показатели имеют бетоны, где в качестве крупного заполнителя используется гравий.

Установлено, что для бетонов на всех видах щебня из магнийсиликатных пород прочность при сжатии образцов различается незначительно и отличается от прочности бетонов на гранитном щебне на 2,2-3,6%. При этом прочность бетонов на щебне из верлита выше, чем из троктолита и дунита.

Мелкий заполнитель также оказывает влияние на прочностные характеристики бетонов. Замена кварцевого песка на дунитовый способствует повышению их прочности.

По третьему направлению изучалась возможность использования магнийсиликатных пород Йоко-Довыренского массива в производстве строительной керамики. Работы велись по двум направлениям: получение строительной керамики методом полусухого прессования и получение строительной керамики методом пластического формования.

Для получения строительной керамики методом полусухого прессования и изучения зависимости механической прочности образцов от температуры обжига готовили образцы – цилиндры размером 2,5x2,5 см под давлением 80 МПа. Образцы подвергали обжигу в печи при температурах от 1000 до 1150°C. Полученные результаты представлены в таблице 4.

Табл. 4

Физико-механические свойства образцов из магнийсиликатных пород

Порода %	Температура обжига, °С	Средняя плотность, г/см ³	Огневая усадка, %	Водопоглощение, %	Предел пр. при сжатии, МПа
Верлит	1000	2,28	4,3	8,4	22,2
	1050	2,30	5,0	7,9	32,0
	1100	2,33	5,9	7,3	33,4
	1150	2,36	6,5	6,8	51,1
Троктолит	1000	2,36	3,6	8,0	18,1
	1050	2,39	4,1	7,7	23,5
	1100	2,42	4,7	7,2	27,1
	1150	2,47	5,2	6,7	36,7
Дунит	1000	2,49	2,7	7,8	23,4
	1050	2,51	3,2	7,5	36,3
	1100	2,54	3,8	7,0	37,7
	1150	2,58	4,4	6,5	54,6

Из полученных данных видно, что с ростом температуры прочность образцов увеличивается. Наибольшую прочность имеют образцы из дунита, затем верлита и троктолита. По показателю огневой усадки и водопоглощению образцы удовлетворяют требованиям ГОСТ для кирпича керамического.

Для получения строительной керамики методом пластического формования в качестве сырьевых материалов использовали глину карьера “Тимлюйский” и магнийсиликатные горные породы Йокко-Довыренского массива. Было исследовано влияние количества вводимой в смесь с глиной минеральной добавки и температуры обжига сырьевой смеси на свойства полученных материалов. Температура обжига изменялась от 1000°С до 1100°С. Содержание вводимой в смесь с глиной минеральной добавки - от 10 до 60%. Полученные результаты представлены в таблице 5.

Табл. 5

Прочность при сжатии образцов, полученных пластическим способом формования

Количество добавки, масс. %	Верлит			Троктолит			Дунит		
	Предел прочности при сжатии, МПа при температуре, °С								
	1000	1050	1100	1000	1050	1100	1000	1050	1100
10	17,1	26	55,5	10,3	24,9	45,3	18,9	28,2	57,3
20	12,4	21,3	53	8	20,8	43,6	16,6	24,6	54,5
30	10,3	16,8	41,3	7,4	14	40,3	15,2	18,9	42,4
40	7,4	11,8	36,1	6,5	10,6	35,3	10,5	13,7	38,8
50	6,6	9,9	24,3	5,4	9,1	22,5	7,1	11	27,4
60	5,3	6,7	17,7	4,4	5,9	15,8	6,1	8,7	18,4

Как видно из таблицы, наибольшую прочность имеют образцы всех составов, обожженные при температуре 1100°С. При температуре 1050°С образцы с добавкой верлита и троктолита удовлетворяют требованиям при количестве добавки до 50%, а с дунитом – до 60%. При температуре 1000°С удовлетворяют требованиям образцы с добавкой до 40% дунита, до 30% верлита и до 20% троктолита.

Таким образом, в результате проведенных исследований установлено, что магнийсиликатные горные породы представляют собой универсальное сырье для использования в производстве строительных материалов. Их можно применять при производстве смешанных цементов, при получении тяжелых бетонов и строительной керамики. Это приведет к экономии энерго- и материальных ресурсов, а также позволит снизить экологическую нагрузку на окружающую среду за счет использования отвальных пород, которыми являются магнийсиликатные породы.

Выполненный комплекс исследований указывает на возможность создания малоотходного произ-

водства, что позволит комплексно использовать сырье с получением товарной продукции и решить проблемы экологически чистого горнодобывающего производства.

Работа выполняется по программе ОХНМ РАН № 5.5.2 «Получение новых видов материалов с высокими эксплуатационными характеристиками из отходов горнодобывающей промышленности».

1. Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд. БНЦ СО РАН, 1998. 264 с.

БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ГРАФИТОНОСНЫХ СЛАНЦЕВ ДАЛЬНОГО ВОСТОКА РОССИИ

Н.В. Бердников, А.А. Черепанов

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, Хабаровск, itig@itig.as.khb.ru

Проблема благороднометального потенциала черносланцевых толщ в последнее время интенсивно обсуждается геологами [2-4, 7], поскольку углеродистые породы являются наиболее вероятными нетрадиционными источниками золота и платиноидов в будущем. Вместе с тем данные по содержаниям благородных металлов в этих породах противоречивы, формы их нахождения и происхождение не изучены, что существенно сдерживает оценку их потенциала и разработку технологии их переработки.

В пределах Дальнего Востока России черносланцевые толщи рифей-кембрийского возраста широко распространены в пределах Буреинского и Ханкайского срединных массивов. На Буреинском массиве исследованиями были охвачены породы сутырской и кимканской толщ, на Ханкайском – ружинской. В их составе выделяются углеродсодержащие сланцы, филлиты, метаалевролиты, гнейсы с содержанием $C_{орг}$ 1-22%. Породы в различной степени сульфидизированы, иногда содержат сеть тонких кварцевых прожилков. Углеродистый материал представлен тонкодисперсным аморфным агрегатом и тонкими чешуйками графита (0,001-0,03 мм). Полуколичественным спектральным анализом в породах толщ диагностировались золото (до 0,1 г/т), платина (до 0,04 г/т) и палладий (до 0,01 г/т) [10].

Нами методом сканирующей электронной микроскопии с энергодисперсионным детектором впервые обнаружены и изучены микровключения золота и платиноидов [1, 8], различными физическими и химическими методами определены валовые содержания в них благородных металлов [9], проведены полупромышленные металлургические испытания крупнообъемной пробы.

Включения самородных металлов и их соединений найдены в аншлифах с использованием детектора обратно-отраженных электронов [1]. Наличие благородных металлов подтверждено изучением состава осадка, остающегося после химического растворения породы. Обнаружены включения серебра, меди с примесью никеля, цинка, и серебра, а также золота, платины и осмистого иридия (рис. 1). Основными особенностями этих выделений являются значительные количества углерода, кислорода и других примесей в составе, небольшие (первые микрометры) размеры, и высокая устойчивость к кислотному разложению. Это новые природные формы выделения благородных металлов, характерные для графитовых сланцев - металл-углерод-кислородные композиты с формулой $(Au, МПГ)_a C_b O_c$, где a, b, c варьируют в широких пределах.

Комплексный анализ на благородные металлы проводился различными методами (табл. 1). Расхождение в результатах достигает 2-3 и более порядков. Отлаженная методика для сульфидных Cu-Ni руд не дает результатов при определении МПГ в углеродсодержащих комплексах [5]. Методы, предполагающие кислотное и пробирное разложение проб, показывают очень низкие содержания, в то время как неразрушающие физические методы (нейтронно-активационный анализ, эмиссионная масс-спектрометрия) обнаруживают более высокие концентрации.

При технологических исследованиях и детальном изучении вещества обнаружены три уровня благороднометальной минерализации: относительно крупные (доли мм), микровключения (единицы - десятки микронов) и рассеянные на атомарном уровне [6].

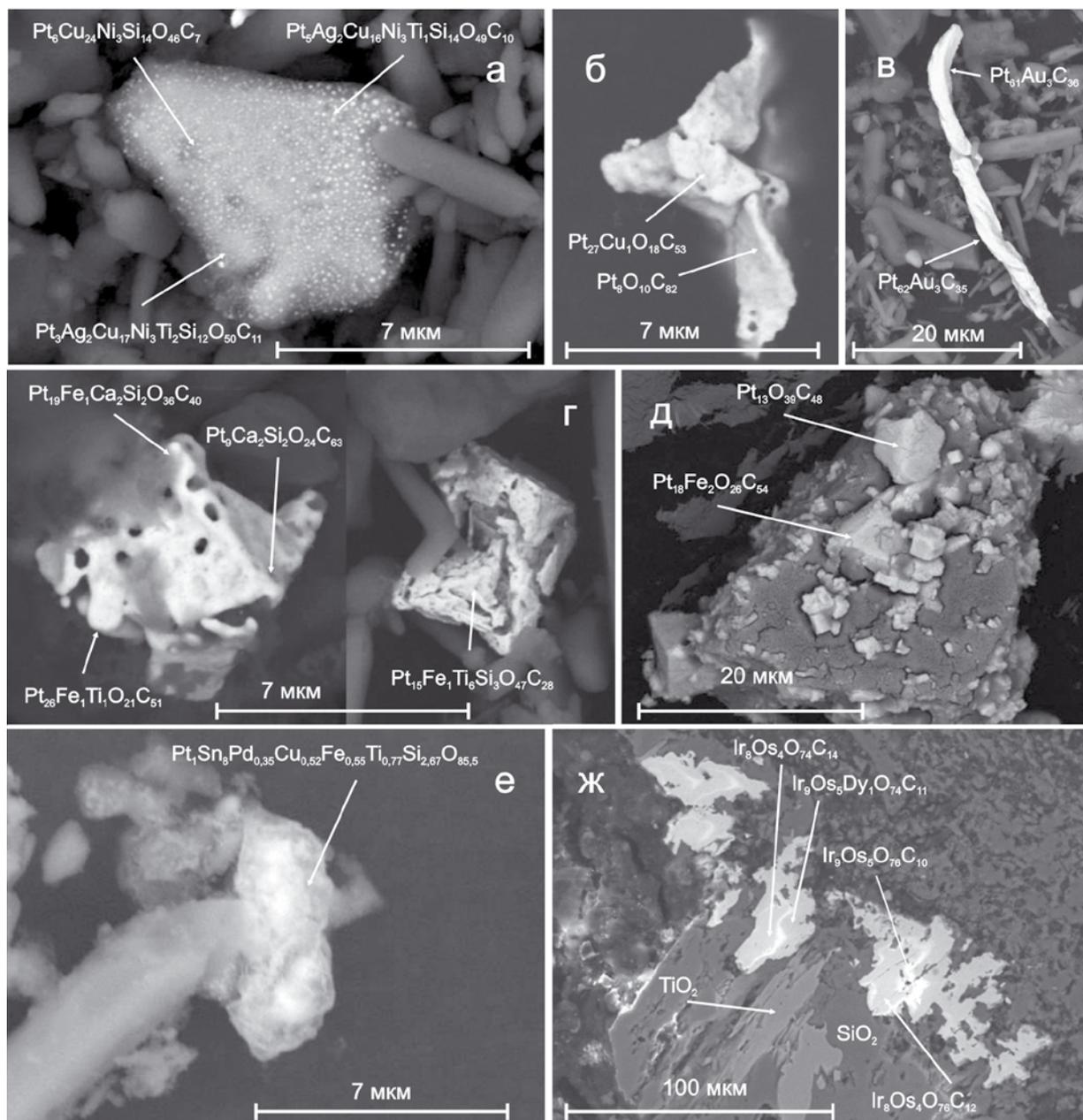


Рис.1. Включения платиноидов в углеродистых сланцах Буреинского массива по [9] с изменениями (а-г - кимканская толща, после кислотного растворения; д-ж - сутырская толща, аншлиф): а - агрегат тонкодисперсных включений; б - пластинки; в - проволочки; г - футляровидные кристаллы; д - щетки; е - субкристаллическое (аморфное?) выделение; ж - осмистый иридий в породной матрице.

Относительно крупные частицы устанавливаются в очень редких случаях при минералогических исследованиях и извлекаются в гравитационный и флотационные концентраты. Выход тяжелой фракции не превышает 5-7%. Платина (до 130-150 г/т) выделяется во флотационный графитовый концентрат.

Благородные металлы в графитовых сланцах представлены «трудными» для традиционного обогащения формами. Необходима теоретическая и практическая разработка принципиально новых методов извлечения благородных металлов, таких как «плазменная» плавка и другие.

Принципиальная новизна благороднометалльной минерализации в графитоносных сланцах заключается в том, что они, по-видимому, содержат значительные количества (на уровне промышленных содержаний в самых крупных эксплуатирующихся месторождений мира) благородных металлов, образующих металлоорганические соединения и входящие в минералы сланцев на наноуровне. Этот тип оруденения отличается от хорошо изученных месторождений в черных сланцах, где углерод присутствует в виде низкотемпературных органических соединений, а благородные металлы – в самородной форме в ассоциации с сульфидами и кварцем.

Табл. 1

Толща	Элемент	Данные анализов различными методами, г/т							
		Полуколичественный рентгеноспектральный (ФГУП Дальгеофизика)	ICP-MS с кислотным разложением (ИТиГ ДВО РАН)	ICP-MS со сплавлением с NiS (НИГИ, Хайде-рабад Индия)	Пробирный (ФГУП Дальгеофизика)	В тлеющем разряде (ИОЧМ РАН, Черноголовка)	Термохимический (ООО Афинол)	Нейтронная активация с облучением от лабораторного источника (ИХ ДВО РАН)	Нейтронная активация с облучением в реакторе (Красноярск-26)
Сутырская	Au	до 0,1	0,325-0,338	0,178-1,433	0,011-0,013	11-76	17-24	Сумма Au+PGE 39-100	0,022
	Pt	до 0,04	0,007-0,009	0,047-0,072	<0,03	1,2-27	40-80		дек.55
	Pd	до 0,01	0,023-0,030	0,051-0,090	0,015-0,016	8-80	15-24		
	Os			0,004-0,019		4,2-22			
	Re			0,04-0,213		1,6-10,4			0,21
	Ir					2,2-16			
	Ru			0,005-0,009		1-25			11
Кимканская	Au				0,022-0,11	17-88			0,016
	Pt				<0,03	5,7-26			8-110
	Pd				0,058-0,072	5,5-90			
	Os					2,8-22			
	Ir					3,6-21			
	Ru					2,2-35			5

Относительно крупные частицы устанавливаются в очень редких случаях при минералогических исследованиях и извлекаются в гравитационный и флотационные концентраты. Выход тяжелой фракции не превышает 5-7%. Платина (до 130-150 г/т) выделяется во флотационный графитовый концентрат.

Благородные металлы в графитовых сланцах представлены «трудными» для традиционного обогащения формами. Необходима теоретическая и практическая разработка принципиально новых методов извлечения благородных металлов, таких как «плазменная» плавка и другие.

Принципиальная новизна благороднометалльной минерализации в графитоносных сланцах заключается в том, что они, по-видимому, содержат значительные количества (на уровне промышленных содержаний в самых крупных эксплуатирующихся месторождений мира) благородных металлов, образующих металлоорганические соединения и входящие в минералы сланцев на наноуровне. Этот тип оруденения отличается от хорошо изученных месторождений в черных сланцах, где углерод присутствует в виде низкотемпературных органических соединений, а благородные металлы – в самородной форме в ассоциации с сульфидами и кварцем.

1. Бердников Н.В., Коновалова Н.С., Зазулина В.Е. Исследование включений благородных металлов в высокоуглеродистых породах методом РЭМ-РСМА // Тихоокеанская геология. 2009. т. 29, № 2. С. 90-96.

2. Буряк В.А., Кельмачев В.Л. Углеродистые толщи как генераторы нефтегазовых и золотоплатиноидных месторождений // Строение и эволюция Востока Азии. II Косыгинские чтения. Хабаровск, 1999. С.148-159.

3. Варшал Г.М. и др. О концентрировании благородных металлов углеродистым веществом пород // Геохимия. 1994. № 6. С.114-121.

4. Гурская Л.И. Платинometальное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. СПб: ВСЕГЕИ, 2000. 208 с.

5. Курский А.Н., Витоженк Г.Ч. и др. Проблема аналитического определения металлов платиновой группы в рудах черносланцевых комплексов // Платина России. Т. II. кн. 1. М.: Геоинформмарк, 1995. С. 150-174.

6. Матвиенко В.Н., Калашников Ю.Д., Нарсеев В.А. Кластеры – протоформа нахождения драгметаллов в рудах и минерализованных породах // Руды и металлы. 2004. №5. С. 28-36.

7. Платина России. Новые нетрадиционные типы платиносодержащих месторождений. Результаты и направления работ по программе «Платина России». т. VI. Сб. науч. тр. М.: Геоинформмарк, 2004. 486 с.

8. Ханчук А.И., Бердников Н.В., Черепанов А.А., Коновалова Н.С., Авдеев Д.В. Первые находки видимых платиноидов в черносланцевых толщах Буреинского массива (Хабаровский край и Еврейская АО) // Доклады РАН. 2009. т.424, №5. С. 672-675.

9. Ханчук А.И., Диденко А.Н., Рассказов И.Ю., Бердников Н.В., Александрова Т.Н. Графитовые сланцы как перспективный источник благородных металлов на Дальнем Востоке России // Вестник ДВО РАН. 2010. № 3. С. 3-12.

10. Черепанов А.А. Платиноносность черносланцевых пород Хабаровского края // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Материалы Всероссийского литологического совещания. Екатеринбург, 2008. Том II. С. 384-387.

ГЛУБИННЫЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ТЕРМАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ БАРГУЗИНСКОГО И СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЯ

М.К. Чернявский

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, mitchel1977@mail.ru

Одним из видов минеральных вод, активно использовавшихся населением, являются азотные термы, которые составляют наиболее обширную группу термальных вод, развитых в пределах Байкальской рифтовой зоны.

Большое количество кремнистых азотных термальных источников находится на восточном побережье оз. Байкал, в Баргузинском Прибайкалье и на территории Северного Прибайкалья. Часть источников выходят непосредственно из разломов в кристаллических породах, часть проходят через толщу аллювиальных, элювиально-делювиальных образований, юрско-меловых отложений. Условия разгрузки указывают на разбавление трещинно-жильных вод в некоторых местах близповерхностными водами.

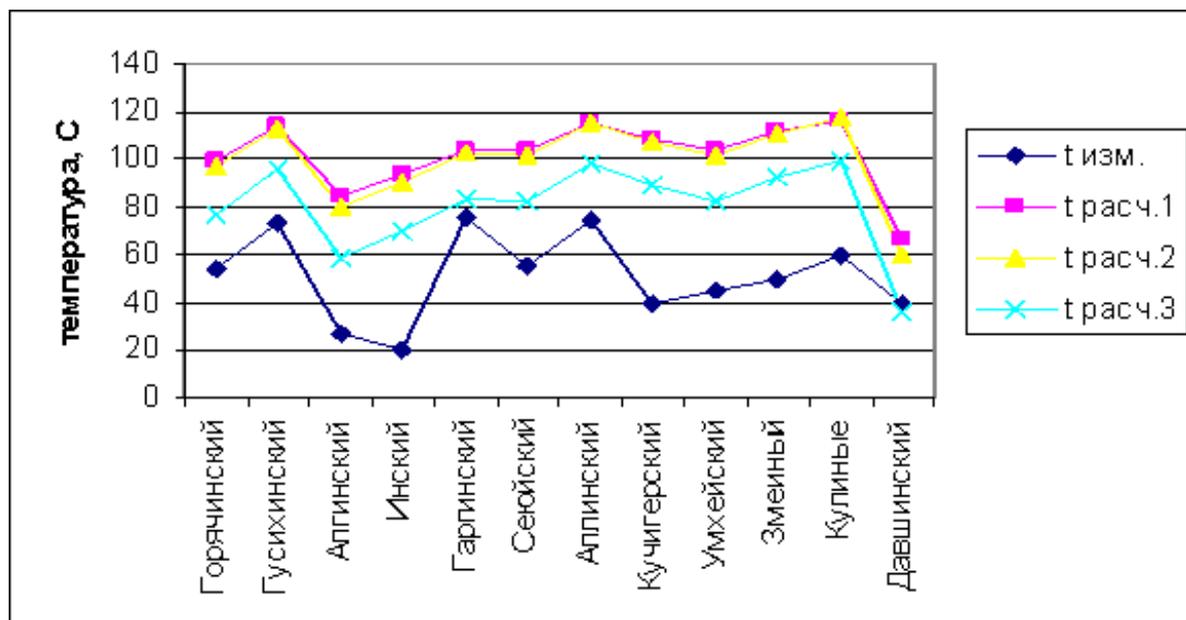


Рис. 1. Температура вод источников Баргузинского Прибайкалья измеренная и рассчитанная по Si-геотермометру.

Азотные термальные воды Байкальской рифтовой зоны формируются в условиях тектонических разломов и имеют сульфатный, сульфатно-гидрокарбонатный или гидрокарбонатно-сульфатный

натриевый состав, минерализацию до 1,0, в единичных случаях – до 2,0 г/л, щелочную реакцию с рН от 7,5 до 10,3 и температуру в естественном выходе от 20 до 81°C. Большинство исследователей считает происхождение воды азотных терм инфильтрационным, объясняя все особенности химического, газового и микрокомпонентного составов выщелачиванием водовмещающих пород [5].

Тепловой поток в пределах Баргузинской и Верхнеангарской впадин сопоставим с потоком в Байкальской впадине. Максимальный тепловой поток на рассматриваемой территории находится в северной части Баргузинской впадины в районе Аллинского, Кучигерского, Умхэйского источников и на побережье оз. Байкал в районе Горячинского источника (Рис. 1) [5]. Под воздействием теплового потока происходит нагревание подземных вод, возрастает их минерализация, происходит трансформация их состава - возрастает роль сульфата и натрия, они становятся сульфатно-гидрокарбонатными натриевыми или сульфатными натриевыми.

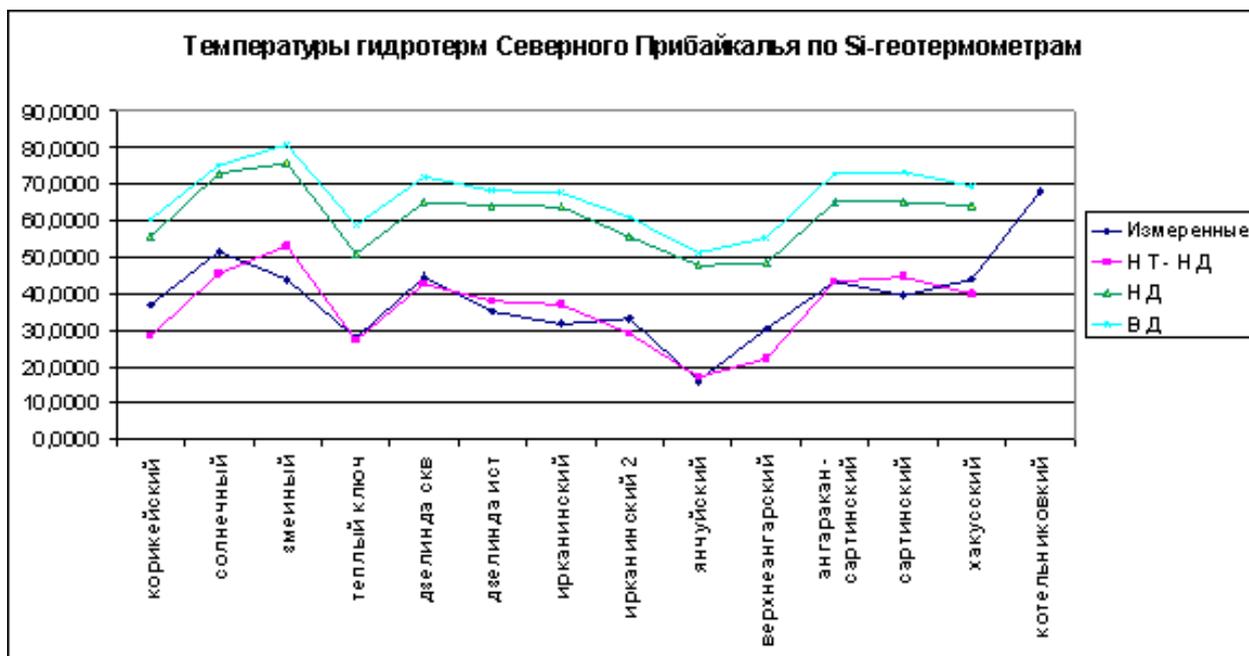


Рис. 2. Температура вод источников Северного Прибайкалья измеренная и рассчитанная по Si-геотермометру.

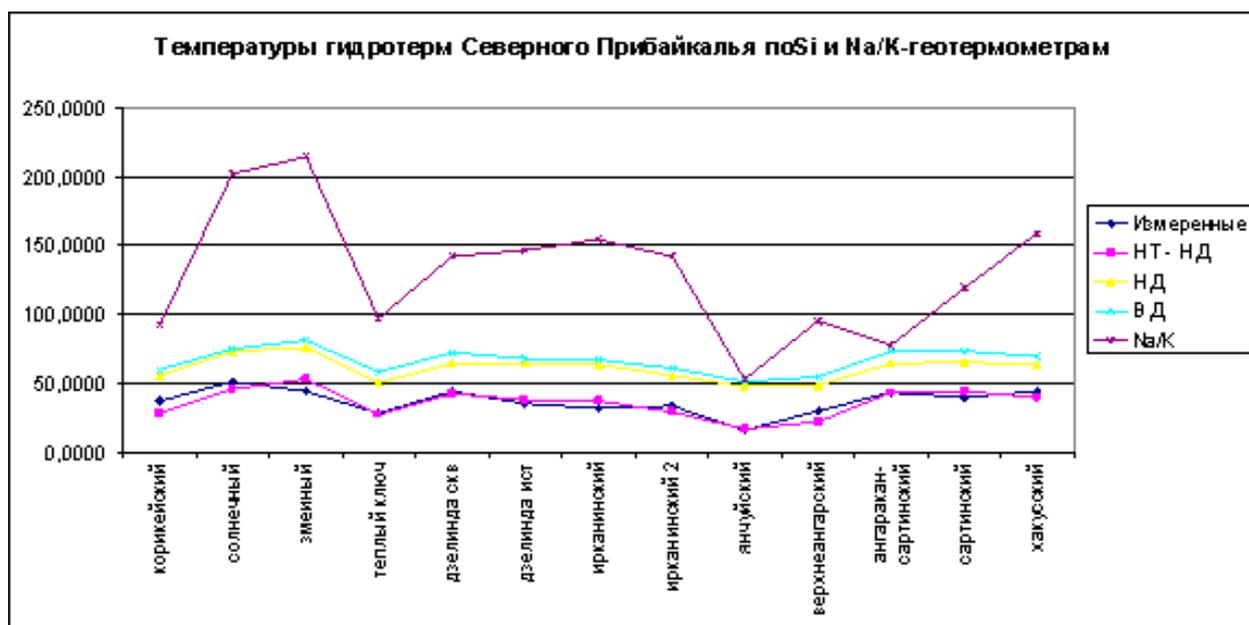


Рис. 3. Температура вод источников Северного Прибайкалья измеренная и рассчитанная по Si и Na/K-геотермометрам.

В Баргузинской впадине выделяется две системы разрывных нарушений: разломы северо-восточного простирания (региональные), параллельные направлению основных геологических структур, и разломы северо-западного простирания (локальные), секущие основные структуры. Региональная система разломов имеет длительную историю формирования и древнее заложение, к ним приурочены докембрийские, нижнепалеозойские и мезозойские интрузии. При активизации древних разломов возникали и развивались локальные разломы, время заложения которых относится к кайнозойскому периоду. Выходы источников приурочены в основном к бортам долины. Геологическое строение горной части впадины и ее фундамента представлено метаморфизованными протерозойскими толщами и интрузивными разновозрастными породами. Саму впадину заполняют осадочные кайнозойские образования.

Разгрузка термальных вод происходит в пределах распространения кристаллических массивов и осадочных пород межгорных впадин. Основными путями пополнения естественных ресурсов современных гидротерм являются атмосферные осадки, поверхностные и подземные воды. Часть метеорных вод, пополняющих ресурсы гидротерм, вступает в длительный круговорот, захватывающий глубокие зоны земной коры, и, смешиваясь с поступающими снизу водными флюидами, формирует разнообразные теплые и горячие источники неоднородного химического состава.

С учетом увеличения температуры с глубиной и неизбежных потерь тепла при подъеме воды к поверхности за счет теплоотдачи во вмещающие породы, смешения с холодными подземными и поверхностными водами, считается, что в глубоких слоях земной коры Байкальского рифта существуют гидротермы с температурой выше 100-150°C [5]. О существовании высокотемпературных гидротерм говорит и факт увеличения температуры воды при землетрясениях. Глубина формирования высокотемпературных (70-80°C) современных гидротерм 1,5-6 км. Большинство термальных источников обладают напорами, обеспечивающими их транспортировку на поверхность со значительными дебитами.

На основании химического состава вод была рассчитана максимальная температура гидротерм на глубине формирования термальных вод из инфильтрационных, формирующихся в различных частях Баргузинского и Северного Прибайкалья. Для этого мы воспользовались Si и Na/K геотермометром [4].

На рис. 2 и рис. 3. приведены результаты расчеты по Si геотермометру, значения 1, 2, 3 для высокотемпературных высокодебитных и низкодебитных, и низкотемпературных вод соответственно. Рассчитанные значения различаются абсолютными содержаниями, но коррелируют друг с другом. Наиболее реально, на наш взгляд отражает температурную ситуацию кривая 3 (высокотемпературные-низкодебитные).

Согласно нашим расчетам, глубинные температуры гидротермальных систем по Si и Na/K-геотермометрам находятся соответственно в пределах 17-80°C для Верхнеангарской и 20-119°C для Баргузинской впадин и 53-214°C для Na/K геотермометра.

Это вполне совпадает с распределением градиента температурного поля в данном районе. Большие различия между измеренной и рассчитанной по геотермометру температурами установлены для ряда источников. Охлаждение воды в этих источниках связано с разбавлением их холодными растворами в приповерхностных условиях. Их разгрузка происходит в придолинных условиях, где имеются мощные обводненные четвертичные отложения.

Все рассчитанные величины температуры значительно выше измеренных значений. Использование геотермометра показало, что, наряду с известными высокотемпературными источниками, такими как Аллинский, Гаргинский и Гусихинский, интенсивной температурной проработке подверглись и воды источников Кулиные Болота, Змеиный, Кучигерский, Умхейский и Сеюйский. Максимальная температура воды в этих источниках по расчетам превышает 80°C для Баргузинского Прибайкалья и 50°C для Северного Прибайкалья, что согласуется с данными Голубева [1, 2]. Максимальные рассчитанные температуры не превышают 120°C.

1. **Голубев В.А.** Геотермия Байкала. Новосибирск: Наука, 1982, 152 с.
2. **Голубев В.А.** Тепловые и химические характеристики гидротермальных систем Байкальской рифтовой зоны // Советская геология. 1982. № 10. С. 100-108.
3. **Ильин В.А., Кононов В.И., Поляк Б.Г., Козловцева С.В.** Оценка глубинных температур с помощью гидрохимических показателей // Геохимия. 1979. № 6. С. 888-901.
4. **Ломоносов И.С.** Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1974. 168 с.
5. **Лысак С.В.** Разломы, тепловые потоки и термальные источники северо-восточной части Байкальского рифта // Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона. М.: Наука, 1982. С. 151-165.

ЛИНЕАМЕНТНЫЕ СТРУКТУРЫ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АРГУНО-МАМЫНСКОГО МАССИВА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Б.Ф. Шевченко, Г.З. Гильманова

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

На протяжении всего периода геологических исследований вопросам выделения и последующего изучения линейных структур различной геологической природы придавалось особое значение. С линейными структурами различной протяженности, как правило, связаны границы геологических тел. Границы между тектоническими элементами земной коры, как правило, представляют собой линейные структуры (линеаменты). С узлами пересечений линеаментов чаще всего связаны рудные районы многих месторождений полезных ископаемых, отдельные рудные узлы и рудные тела

В связи с тем, что в последние годы всё больше появляется новой информации о состоянии земной поверхности, полученной дистанционными методами (разнородные космические снимки, данные космогеодезических наблюдений), о её недрах (более высокоточные геофизические съёмки, геологические карты нового поколения) и, учитывая возможности информационных технологий (новые пакеты программ), нами проведена работа по комплексному изучению линеаментных структур Верхнего Приамурья и сопредельных территорий.

В тектоническом отношении это область структур юга Алдано-Станового щита и восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (сочленение двух современных тектонических плит – Евразийской и Амурской), географически охватывает территорию с координатами: 52° - 60° с. ш. и 120° - 132° в. д. В пределах этой территории изучением охвачен северо-восточный фрагмент крупного и весьма интересного в металлогеническом плане докембрийский Аргуно-Мамынского массива, основная часть которого расположена в пределах Забайкальского края. Вовлеченные в изучение тектонические элемент, их структурное взаиморасположение приведены на рис. 1. Более детальное описание находится в объяснительной записке к тектонической карте области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов масштаба 1 : 1 500 000 [2].

В качестве исходных данных для линеаментного анализа использовались цифровые модели (ЦМ) рельефа земной поверхности (радарная съёмка с разрешением 30 м/пиксель), ЦМ аномального гравитационного поля в редукции Буге и ЦМ аномального магнитного поля (ΔT). Исходный масштаб 1 : 1 000 000. Для выделения линеаментов, анализа их ориентации, плотности распределения по площади исследований использовалась методика LESSA (Lineament Extraction and Stripe Statistical Analysis), реализованная в программе WinLESSA [3]. Применение данного пакета программ позволило получать единообразное численное описание изображений различной физической природы. Следует отметить, что при обработке цифровых моделей рельефа местности использовалась как исходная информация, так и информация в виде модуля рельефа – градиент высот (оригинальная разработка сотрудника института О.В. Рыбаса).

Линеаменты, выявленные по цифровой модели рельефа земной поверхности имеют, в основном, субширотное и северо-восточное направления. Выделяются также линеаменты субмеридионального направления но, их плотность существенно ниже.

Линеаменты, выделенные по ЦМ гравитационного поля в подавляющем большинстве имеют субширотное направление, развиты, в основном, в южной части рассматриваемой области. В частности здесь они уверенно отделяют структуры Монголо-Охотского орогенного пояса от структур Аргуно-Мамынского массива. В северной части рассматриваемой территории выделяются также линеаменты северо-западного и северо-восточного направлений. Линеаменты субмеридионального направления практически не выражены.

Для линеаментов, выделенных по ЦМ магнитного поля, характерна иная картина распределения. Это северо-западные и северо-восточные направления в северной части и субширотное направление в южной части изучаемой площади. Следует отметить, что в целом их плотность существенно ниже, чем плотность линеаментов, выделенных в этой области по гравиметрическим данным.

Известно, что не все линеаменты, выделенные по рельефу и по геофизическим полям, имеют дизъюнктивную природу. С целью первичного определения природы линеаментов, выделенных нами по данным цифровых моделей рельефа, гравиметрического и магнитного полей, было проведено их сопоставление с сетью разрывных нарушений, установленных на исследуемой площади геологическими методами.

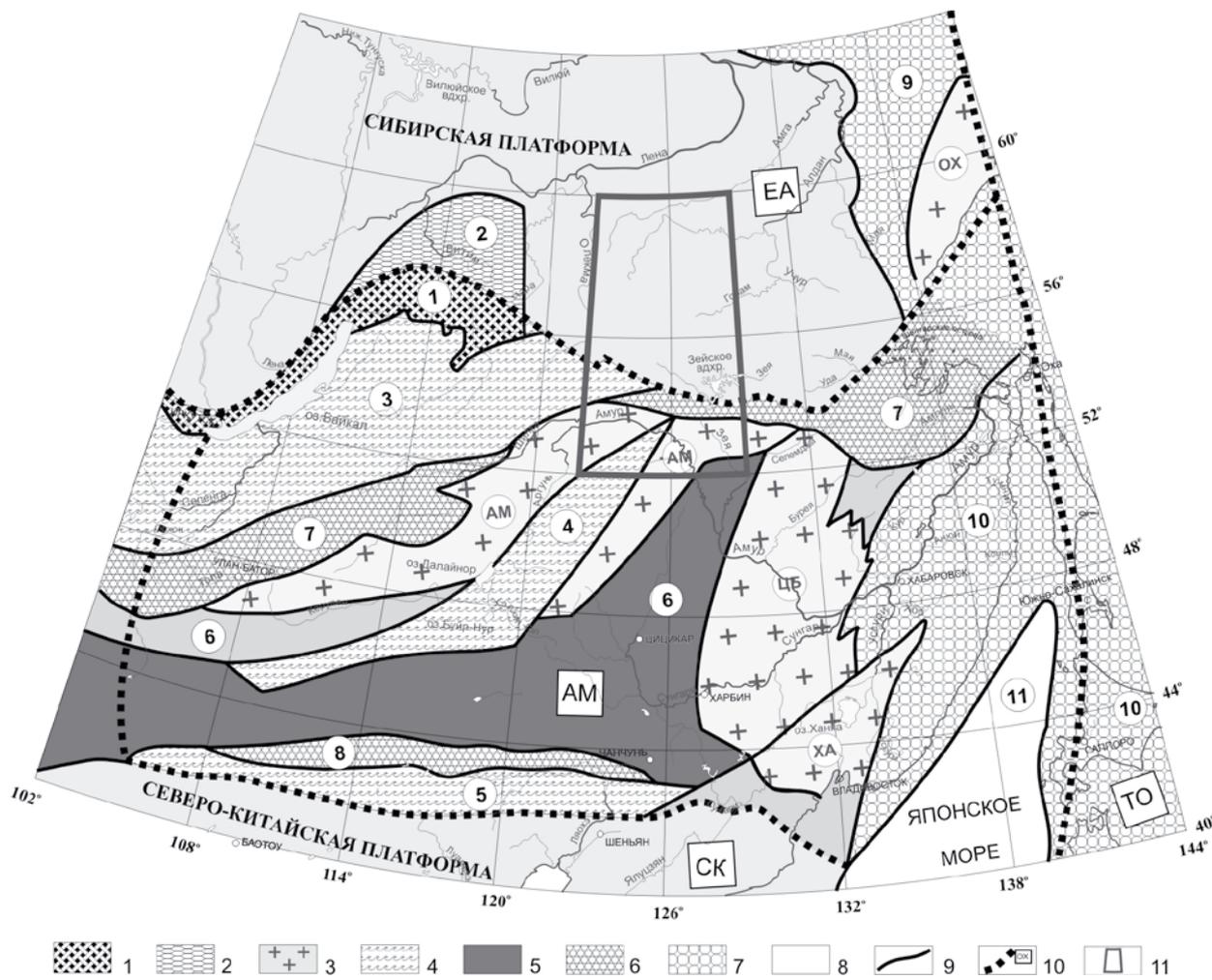


Рис. 1. Схема тектонического районирования восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Структуры южного обрамления Сибирской платформы (орогенные пояса) (цифры в кружках): 1 - позднепериферейский (байкальский): 1 - Циркум-Сибирский; 2 - раннепалеозойский (каледонский): 2 - Байкало-Патомский. Микроконтиненты с докембрийским фундаментом (буквы в кружках): 3 - ОХ - Охотский, АМ - Аргуно-Мамынский, ЦБ - Цзямусы-Буреинский, ХА - Ханкайский. Структуры Центрально-Азиатского складчатого пояса (орогенные пояса) (цифры в кружках): 4 - раннепалеозойские (каледонские): 3 - Селенга-Становой, 4 - Северо-Хинганский 5 - Шара-Мурэнский; 5 - позднепалеозойский (герцинский): 6 - Лунцзян-Селемджинский; 6 - позднепалеозойские-раннемезозойские (позднегерцинские-индосинийские): 7 - Монголо-Охотский, 8 - Солонкерский; 7 - позднеюрско-раннемеловые (киммерийские): 9 - Верхояно-Колымский, 10 - Хонсю-Сихотэалинский; 8 - раннекайнозойские (альпийские): 11 - Восточно-Сахалинский и другие молодые орогенные области. 9 - системы разломов. Границы тектонических плит, их наименования: 10 - ЕА - Евразийская, АМ - Амурская, СК - Северо-Китайская, ТО - Тихоокеанская. 11 - контур области исследований.

Выявлено, что линеаменты рельефа (часть) коррелируются с разломами субширотного простирания 1-го и 2-го порядков (Южно-Тукурингский, Становой) и северо-восточного (Монголо-Охотский, северо-восточная часть Станового). Часть из них находит своё отражение в линеаментах гравитационного и магнитного полей. Субширотная граница, выявленная при анализе «гравиметрических» линеаментов, соответствует зоне Станового разлома. Последний имеет глубинную природу (сквозькоровый) и отделяет Становую гранит-зеленокаменную область от Алданской гранулит-гнейсовой области. Выделенным при анализе субмеридиональным линеаментам (настоящая работа), разграничивающим исследованную область на блоки, соответствуют Амгинский и Тыркандинский разломы.

По характеру распределения роз-диаграмм, рассчитанных для направлений «рельефных», «гравиметрических» и «магнитных» линеаментов, выделены зоны значительного различия роз, которые сопоставлены с известными тектоническими единицами исследуемой площади. В част-

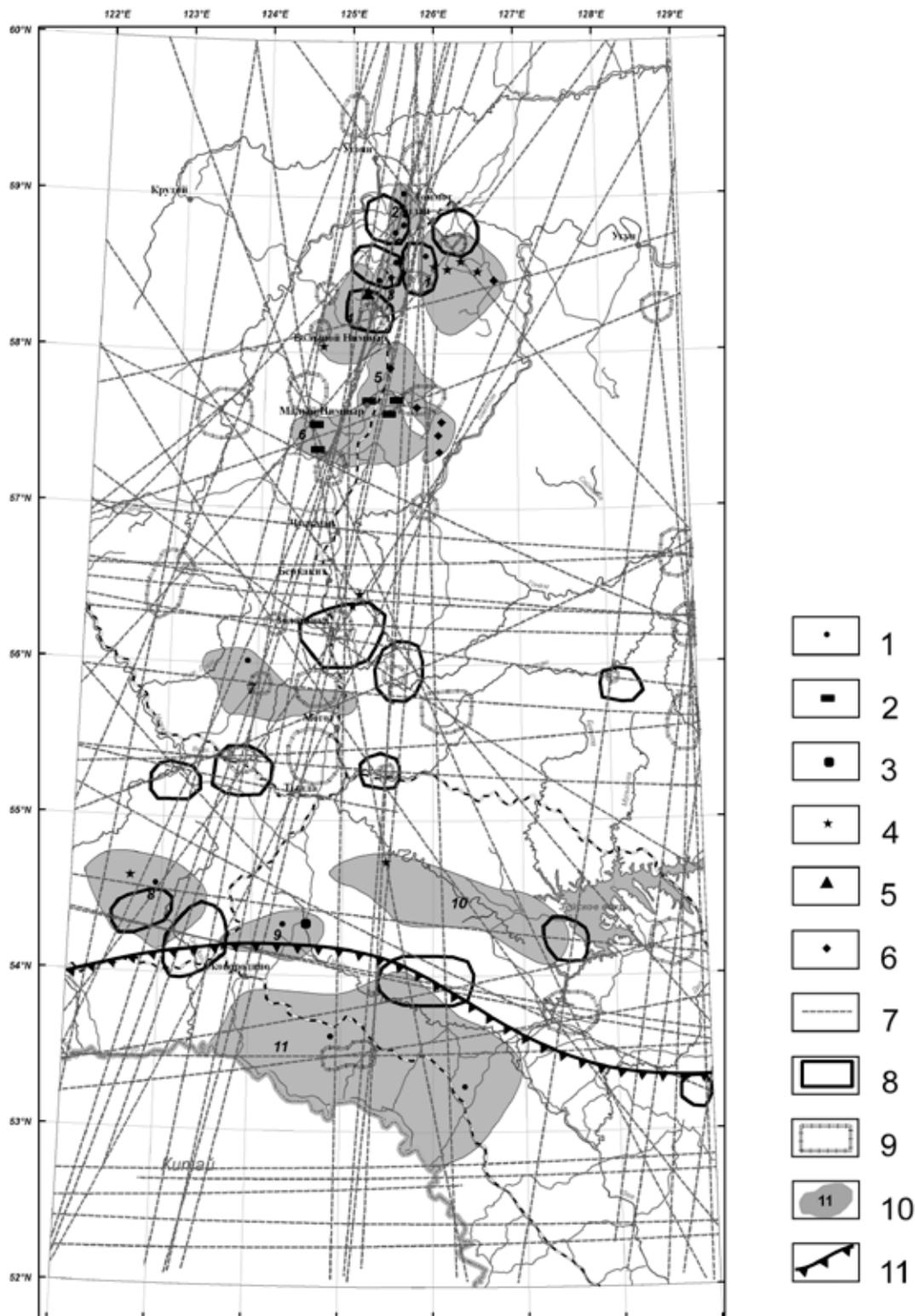


Рис. 2. Схема распределения рудных узлов района исследований.

Виды полезных ископаемых: 1 - золото, 2 - железо, 3 - сурьма, 4 - уран, 5 - апатит, 6 - флогопит. 7 - линеаменты рельефа. Области пересечения линеаментов: 8 - установленное оруденение, 9 - прогнозные площади. 10 - рудные районы, выделенные по геологическим данным: 1 - Эльконский золото-молибден-урановорудный район, 2 - Куранахский золоторудный район, 3 - Лебединский асбест-флюороит-благороднометалльный район, 4 - Селигдарский редкоземельно-апатитовый рудный район, 5 - Верхненим-нырский флогопитовый район, 6 - Дес-Леглиерский редкоземельно-бор-железоносный район, 7 - Апсакано-Нагорненский молибден-серебро-золоторудный район, 8 - Хайктинский молибден-золотрудный район, 9 - Соловьевский золоторудный район, 10 - Талгинский уран-золоторудный район, 11 - Гонжинский медно-серебряно-золоторудный район, 11 - Северная граница Аргуно-Мамынского массива.

ности границы смены характера роз-диаграмм, которые совпадают с простиранием субмеридиональных линеаментов, часто согласуются с границами тектонических элементов. В частности современная граница Амурской тектонической плиты с Евразийской плитой отражается в смене распределения (разные области, районирование) статистических характеристик рельефа земной поверхности в пределах области исследований. В нашем случае эта граница проходит в области развития Джелтулакского (западный фрагмент границы) и далее на восток в области развития Северо-Тукурингского глубинных разломов.

Для данного региона установлены несколько металлогенических эпох: а) архейская, б) раннепротерозойская и в) позднемезозойская. Они коррелируются с соответствующими тектономагматическими событиями. Наиболее ярко проявлена в тектоническом и глубинном отношении средне – позднемезозойская фаза тектоногенеза. Она обусловлена закрытием древнего Монголо-Охотского океана и окончательным формированием аккреционно-складчатых комплексов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. С позднемезозойской металлогенической эпохой, и в первую очередь это характерно для Забайкальской части Аргуно-Мамынского массива, связаны крупные и суперкрупные месторождения золота, урана, молибдена и целый ряд более мелких месторождений того же металлогенического профиля. Установленный тренд в смене металлогенической специализации – цинк, свинец, золото, уран (северо-восточная часть Забайкалья) и далее (верхнее Приамурье) – медь, золото, молибден, серебро, обусловлен, скорее всего, геодинамическими особенностями формирования в позднем мезозое границы сочленения Центрально-Азиатского складчатого пояса со структурами Сибирской платформы [1].

Пространственная приуроченность золотого оруденения позднемезозойской металлогенической эпохи проанализирована на основании модельных построений описанных выше и визуализированных с применением пакета программ ArcGis 9.3. Установлено, что области развития рассыпных, иногда рудных месторождений и проявлений золота соответствуют узлам пересечений линеаментов рельефа земной поверхности (рис. 2).

Часть из узлов пересечений коррелируется с линеаментами гравитационного поля («глубинность» узлов), с областями объемного разуплотнения в коре и в верхней мантии (Центрально-Алданский рудный район).

Работа выполнена в рамках интеграционной программы ОНЗ РАН «Строение и формирование основных геологических структур подвижных поясов и платформ» (проект № 09-1-ОНЗ-10).

1. Диденко А.Н., Каплун И.Б., Малышев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф. Структура литосферы и мезозойская геодинамика восточной части Центрально-Азиатского пояса // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, №5. С. 629-647.

2. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1: 1500000. Владивосток, Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.

3. Zlatopolsky A. Description of texture orientation in remote sensing data using computer program LESSA // Computers&Geosciences. 1997. V. 23, No 1. P. 45-62.

СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПОИСКОВ КРУПНООБЪЕМНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА В КАРАЛОНСКОМ ПОЛЕ (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

А.С. Яценко, Р.И. Яценко

Бурятское отделение РМО, Улан-Удэ, Россия

Каралонское золоторудно-россыпное поле расположено в нижней части долины одноименной реки в 150 км юго-восточнее г. Бодайбо. Оно ограничено с юго-востока устойчиво судоходной частью р. Витим, одной из самых крупных и водообильных рек Российской Федерации.

Россыпи р. Каралон и его притоков эксплуатируются со второй половины 19 столетия. С этого же времени известны и коренные источники их питания, представленные убогосульфидными (пирит, халькопирит, сфалерит, галенит и др.) золото-кварцевыми жилами и прожилками. Характерной особенностью поля является довольно частая встречаемость в кварце визуально видимого мелкого золота (0,1-0,3 мм).

В отличие от большинства рудных полей региона на фоне мелкокрапленного золота повсеместно, но, естественно, гораздо реже, встречаются крупные золотины размерностью в поперечнике от нескольких миллиметров до 1-2 см, причем как в кварцевых жилах, так и в прожилках [2, 3].

Еще В.А. Обручев [1] на рубеже 19-20 столетий обратил внимание на формирование богатой россыпи по р. Каралон в результате эродирования многочисленных пологозалегающих субгоризонтальных золото-кварцевых жил и жильно-прожилковых зон с гнездовым, в отдельных случаях крупновкрапленным золотом и слабо золотоносных зон сульфидной минерализации.

В первые послевоенные годы (1946-53 гг.) целенаправленные геологоразведочные работы на эндогенное золотое оруденение в северной части Средне-Витимской горной страны проведены Н.П. Михно. Установлена пространственная связь подавляющего большинства кварцевых жил Каралонского поля с дайками пород основного состава. Результаты исследований Н.П. Михно не были доведены, к сожалению, до широкой геологической общественности, поскольку они были отражены в служебных отчетах, содержащих документы о противоправной деятельности лиц, отбывавших наказания «за политические и уголовные преступления». Авторам настоящей работы и еще нескольким геологам Багдаринской экспедиции Бурятского геологического управления в 1965-68 гг. в порядке строжайшего исключения было позволено ознакомиться с научно-производственной деятельностью Н.П. Михно в северной части Средне-Витимской горной страны. Однако, в 1993 г. при ревизии геологического фонда Багдаринской экспедиции (фактически при ее банкротстве и резком сокращении объема геологоразведочных работ) рассматриваемые отчеты были списаны с баланса экспедиции (то есть уничтожены) как не имеющие секретной информации, не информативные (?) для дальнейших геологических исследований.

В 1966-69 гг. под руководством В.С. Косинова в бассейне р. Каралон и на сопредельной площади проведена геологическая съемка масштаба 1:50000, сопровождавшаяся значительными объемами горных работ. В результате было выявлено и оконтурено рудно-россыпное поле по экстенсивности распространения рудопроявлений, шлиховых потоков и геохимических аномалий золота. Это поле непрерывно прослеживается в северо-западном направлении на 17 км от р. Витим до руч. Кузнецовского. Площадь поля 50 кв. км. Уровень среза продуктивного оруденения приходится на интервал высотных отметок 825-1760 м. Поскольку днище долины р. Каралон на большей части поля на 100 м и более углублено ниже упомянутого интервала, а абсолютные высоты поверхности редко превышают 1300 м, вынуждены констатировать, что большая часть продуктивных рудных тел уже эродированы.

Поисково-оценочные работы в партии, руководимой В.С. Косиновым (Яценко А.С., Лагереv С.Н., Ершов В.А. и др.) выполнялись с учетом выводов Н.П. Михно о большей перспективности на эндогенное золотое оруденение тех участков Каралонского поля, где чаще наблюдаются дайки пород основного состава. Устойчивое продуктивное золотое оруденение выявлено только на левом склоне долины р. Каралон в пределах упомянутых выше высотных отметок. Здесь пологозалегающие субгоризонтальные золото-кварцевые жилы пересекают близширотные крутопадающие субвертикальные дайковмещающие разрывные зоны в немногочисленных их интервалах протяженностью до 350 м. Общая протяженность дайковмещающих зон весьма значительна (до нескольких километров).

Основной объем геологоразведочных работ с канавами и расчистками осуществлен в северо-западной части поля на левом склоне долины р. Каралон и сопредельной части бассейна руч. Лавочкикова. Выбор этого участка обусловлен наименьшей мощностью (0,5-2,0 м) курумных образований (на других участках - 1,5-4,0 м). Здесь в теле докембрийских гранитов площадью 6 кв. км, где оно прорвано крутопадающей субвертикальной дайковмещающей разрывной зоной близширотного простирания, вскрыты в коренном залегании одна над другой 3 пологозалегающие субгоризонтальные кварцевые жилы с сопутствующими прожилками, характеризующиеся повышенными содержаниями золота, наличием визуально видимых его вкраплений (3 этаж продуктивного оруденения)[2-3].

За более чем вековую историю эксплуатации россыпи неоднократно предпринимались попытки выявить рудные тела с условиями залегания, объемными параметрами и содержанием полезного компонента, рентабельными для золотодобычи, но поисково-разведочные и опытно-эксплуатационные работы не привели к положительным результатам. В настоящее время, учитывая истощение россыпной золотоносности в Забайкалье, актуальна проблема доизучения перспектив на рудное золото Каралонского поля, так как здесь возможны большеобъемные жильно-прожилковые сульфидно-вкрапленные зоны с менее высокими содержаниями золота, чем в неотрабатываемых короткопротяженных кварцевых жилах, на которые в Каралонском поле безуспешно ориентировались во все годы хозяйственной деятельности.

Один из таких объектов - Верхне-Каралонское золоторудное проявление, где на разных гипсометрических уровнях установлены повышенные содержания золота и визуально видимые его вкрапления. Этот объект находится в первых сотнях метров южнее, юго-западнее и юго-восточнее высоты 1806,3 м (тригопункт Штольня). Здесь между пологозалегающими субгоризонтальными золото-кварцевыми жилами (по вертикали) локализуются кварцевые прожилки, аналогичные по минеральному составу упомянутым жилам. Протяженность участка в близширотном направлении до 350 м, близмеридиальном - до 150 м. Потенциально перспективное оруденение вскрыто современным срезом на глубину до 100 м.

Нами в правом склоне западного кара руч. Лавочкикова по естественно-искусственным разроз-

ненным мелким обнажениям участка, а также севернее и южнее его проведены массовые замеры мелкой трещиноватости гранитов. В каждом из рассмотренных случаев замерялось по 300 трещин на площадях примерно одинаковой размерности. Севернее и южнее Верхне-Каралонского рудопоявления мелкая крутопадающая субвертикальная трещиноватость гранитов ($>45^\circ$) преобладает над пологозалегающей субгоризонтальной ($<45^\circ$), соответственно - 1,5:1,0 и 2,0:1,0. В контуре рудопоявления оба типа трещиноватости соизмеримы по распространенности (0,9:1,0), что указывает на значительную глубину распространения оруденения, возможность обнаружения не вскрытых эрозией рудных тел. Для оценки оруденения необходимо пройти несколько вертикальных скважин глубиной до 300-500 м и опробовать керн сплошной бороздой. Только после этой работы возможна объективная оценка перспектив участка, в том числе на крупномасштабные залежи.

Наряду с Верхне-Каралонским золоторудным проявлением в рассматриваемом поле вполне подходят для изучения на крупнообъемное золотое оруденение еще 3 потенциально перспективных участка, расположенных ниже по течению реки на левом склоне долины р. Каралон (зона Березитов 12-го км, ближайшие окрестности золото-кварцевых жил Первой и Искристой). Предлагается в начале оконтурить рудоносные участки с поверхности в условиях сплошных подвижных курумов (мощность до 3-4 м); а затем бурить скважины.

Считаем не случайной пространственную приуроченность пологозалегающих субгоризонтальных кварцевых жил как рудоносных, так и практически безрудных либо с низкими содержаниями золота к отдельным интервалам субгоризонтальных либо слабо наклоненных на северо-восток (до $4-6^\circ$) тектонических надвигового типа зон. Пологие срывы сформировали чешуйчатую структуру поля, образование которой связано с надвиганием вышележащих литокомплексов на нижележащие с северо-востока на юго-запад, то есть поперек поля, длинная ось которого ориентированна по аз. 320° . Амплитуды перемещений не выяснены по причине повсеместного распространения курумного чехла. Отметим только, что эти срывы довольно легко маркируются в рельефе местности выположенными, часто почти горизонтальными площадками, прослеживаемыми до первых километров.

Мелкая трещиноватость различных пород, доступная для замеров горным компасом, колеблется от нескольких трещин до 50-80 и более на 1 пог. м как по горизонтали, так и по вертикали. Подавляющее большинство пологозалегающих субгоризонтальных кварцевых жил и жильно-прожилковых тел индифферентно к интенсивности мелкой трещиноватости вмещающих пород. Эти жилы и прожилки сложены сливным либо слабо трещиноватым молочно-белым и светло-серым кварцем, практически не содержащим сульфидов либо с мелкой редкой вкрапленностью пирита. И только на отдельных значительно раздробленных интервалах кварцевых тел отмечаются вкрапленники, гнезда, прожилки пирита, сфалерита, халькопирита, галенита вместе с видимым золотом. Рудные золото-сульфидные обособления редки на большей части поля (точечные объекты «ураганной» золотоносности), но часто фиксируются в немногочисленных короткопротяженных и обильно раздробленных интервалах пологозалегающих субгоризонтальных кварцевых жил, пересекающих дайковмещающие крутопадающие субвертикальные близширотные зоны повышенной трещиноватости. Здесь на небольших площадях поля дорудное внедрение многочисленных даек основного состава, возможно, стимулировало вынос тяжелых металлов, включая золото, из более глубоких горизонтов земной коры ближе к уровню сегодняшней дневной поверхности, способствовало обнажению рудного вещества в деформационных структурах. При слабых подвижках в конце этапа минералоотложения пологозалегающие субгоризонтальные зоны как более криволинейные, чем крутопадающие субвертикальные, по-видимому, легче приоткрывались и лучше «всасывали» поздние, наиболее золотоносные порции растворов.

В Каралонском поле также могли возникать большеобъемные кварцевые жильно-прожилковые образования с пониженными содержаниями золота, относительно пологозалегающих субгоризонтальных кварцевых жил (рудопоявления Верхне-Каралонское, зона Березитов 12-го км, ближайшие окрестности золото-кварцевых жил Первой и Искристой). Вероятность выявления большеобъемных рудных тел (зон) здесь достаточно велика, так как гипсометрически ниже и выше золото-кварцевых жил отмечались в коренном залегании отдельные прожилки с видимыми вкраплениями золота, в которых аналитическими методами подтверждены высокие («ураганные») содержания золота. Эти рудные объекты, безусловно, заслуживают оценки на глубину буровыми скважинами с последующим опробованием керна.

1. **Обручев В.А.** Избранные труды. Т. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 568 с.

2. **Яценко А.С.** О некоторых закономерностях локализации золота в субгоризонтальных кварцевых жилах, залегающих в телах гранитов Средне-Витимской горной страны // Мат. по геол. и полезн. ископ. БурАССР. Вып. 15. Улан-Удэ, 1972. С. 95-100.

3. **Яценко А.С.** Структурные закономерности локализации золото-кварцевой минерализации в Среднем Витиме и их поисковое значение (на примерах Киндикано-Ирокиндинского, Самокуто-Каменского, Каралонского золоторудных узлов): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1974. 21 с.

Содержание

Яловик Г.А. СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ БУРЯТИИ	3
Алёшин В.В. РОДОНИТ УСУТАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ В КАМНЕСАМОЦВЕТНОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ	16
Амиржанов А.А. ФУНДАМЕНТАЛЬНАЯ ПРОБЛЕМА СООТНОШЕНИЯ РУДОГЕНЕЗА И ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ	18
Астахова Ю.М., Шувалова Ю.Н. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТРУДНООБОГАТИМЫХ МАРГАНЦЕВЫХ РУД СУНГАЙСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ	22
Аюржанаева Д.Ц. ХЛОРИТОИДЫ ЧЕРЕМШАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КРЕМНЕЗЕМНОГО СЫРЬЯ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)	23
Бадмацыренова Р.А., Бадмацыренов М.В. КОМПЛЕКСНОЕ ВАНАДИЙ-ЖЕЛЕЗОТИТАНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ	24
Беляев Е.В. НОВЫЕ И НЕТРАДИЦИОННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АПАТИТА ЗАБАЙКАЛЬЯ	27
Борхонова Е.В., Татьков Г.И., Чебаков Г.И., Тубанов Ц.А. ПЕРСПЕКТИВЫ ДОРАЗВЕДКИ ГОРЯЧИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД	30
Быдтаева Н.Г., Киселева Р.А. НОВЫЕ И ТРАДИЦИОННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КВАРЦЕВОГО СЫРЬЯ ПРИБАЙКАЛЬЯ	32
Вафин Р.Ф., Полянин В.С. МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ОСНОВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ЮЖНЫХ РЕГИОНОВ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА НА НЕМЕТАЛЛЫ	35
Вах А.С., Авченко О.В., Степанов В.А. БЕРЕЗИТОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ - НОВЫЙ ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННЫЙ ТИП КРУПНООБЪЕМНОГО ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ СЕВЕРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА	38
Владыкин Н.В. СЫННИРИТЫ - НОВЫЙ ПЕРСПЕКТИВНЫЙ ТИП Al-K-Si РУД И ИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	41
Будяк А.Е., Волкова М.Г., Брюханова Н.Н. ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ НЕТРАДИЦИОННОГО ТИПА «ПОГРОМНОЕ» (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)	43
Володькова Т.В. ОСОБЕННОСТИ РУДОНОСНЫХ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ПРИАМУРЬЯ И ВУЛКАНОВ КУРИЛ ПО АЭРОГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ	45
Гармаев Б.Л. РУДОПРОЯВЛЕНИЯ АУ ТИССА-САРХОЙСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО УЗЛА (ХОРИНГОЛЬСКОЕ, САГАНГОЛЬСКОЕ, ОБОГОЛЬСКОЕ) КАК РЕЗУЛЬТАТ ДОКЕМБРИЙСКИХ СОБЫТИЙ В РЕГИОНЕ (ЮВ ЧАСТЬ ВОСТОЧНОГО САЯНА)	49
Герке К.М., Тарасенко С.С. АНАЛИЗ ИНДУЦИРОВАННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ ТАШТАГОЛЬСКОГО РУДНИКА	52
Глазунов О.М., Мирошникова Л.К. ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ НОРИЛЬСКОГО РУДНОГО УЗЛА КАК ПЕРСПЕКТИВА ДЛЯ УВЕЛИЧЕНИЯ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА	55
Дамдинов Б.Б. СОСТАВ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПЛАТИНОНОСНЫХ ПИРИТ-МАГНЕТИТ-ХЛОРИТОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ХУРАЙ-ЖАЛГИНСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)	58
Дамдинова Л.Б. ОСОБЕННОСТИ Р,Т-ПАРАМЕТРОВ И СОСТАВА РАСТВОРОВ, ФОРМИРОВАВШИХ РАЗНОТИПНУЮ ШТОКВЕРКОВУЮ МИНЕРАЛИЗАЦИЮ (МО-W) В ПРЕДЕЛАХ ДЖИДИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)	61
Дашинимаев З.Б. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОНЕВИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)	63
Дюжиков О.А., Мкртычян А.К., Берзон Е.И. НЕТРАДИЦИОННЫЕ ЭКДОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ	66
Егоров К.Н., Барышев А.С., Кошкарев Д.А. ПЕРСПЕКТИВЫ КОРЕННОЙ И РОССЫПНОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ ПРИБАЙКАЛЬЯ	68

Ерофеев Л.Я., Орехов А.Н., Гаврилов М.Н. К ОЦЕНКЕ МЕДНО-НИКЕЛЕВОЙ РУДОНОСНОСТИ ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА ПО ДАННЫМ МАГНИТОРАЗВЕДКИ	71
Жирнов А.М., Горошко М.В., Моисеенко Н.В. НОВЫЙ ЗОЛОТО-ЖЕЛЕЗОРУДНЫЙ ГИГАНТ РОССИИ В ПРОТЕРОЗОЙСКОМ ГРАБЕНЕ БУРЕЙНСКОГО МАССИВА	75
Зонхоева Э.Л. ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРИРОДНЫХ ЦЕОЛИТСОДЕРЖАЩИХ ТУФОВ	79
Иволга Е.Г. РЕЗУЛЬТАТЫ РЕГИОНАЛЬНОГО КОЛИЧЕСТВЕННОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ОСНОВЕ ИНФОРМАЦИИ ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В ПРИАМУРЬЕ	81
Иоспа А.В., Кусов В.А., Ожогина Е.Г., Сорокина Е.С., Ткаченко И.М., Хижняков Ю.А. О НЕКОТОРЫХ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ АЛЮМИНИТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД И РУД УЧАСТКА ЗАЛАРИ (ИРКУТСКАЯ ОБЛАСТЬ)	84
Кислов Е.В., Малышев А.В. УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ МАРИНКИНСКОГО МАССИВА (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) КАК СЫРЬЕ ДЛЯ ПРОИЗВОДСТВА НОВЫХ СТРОИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ	86
Кислов Е.В. НОВЫЕ ПОДХОДЫ К НИКЕЛЕННОСТИ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ	89
Кобзев А.С., Ольховский А.М., Банщиков Е.А., Шилкин А.Н., Толмачев Г.Ф. ПРОВЕДЕНИЕ ИСПЫТАНИЙ ПРЕДВАРИТЕЛЬНОГО ОБОГАЩЕНИЯ ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩИХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ «КОНЕВИНСКОЕ» ФОТОМЕТРИЧЕСКИМ МЕТОДОМ СЕПАРАЦИИ НА ПРОМЫШЛЕННЫХ СЕПАРАТОРАХ COMMODAS	93
Колмаков Ю.В., Соколов С.В., Гусев Е.В. МАГНИТО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЕРТОВО КОРЫТО (ПАТОМСКОЕ НАГОРЬЕ, РОССИЯ)	96
Коломиец В.Л. СИЛИКАТНЫЕ ПЕСКИ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА: ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ИХ ПРОГНОЗНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА	98
Коломиец В.Л. ПРОМЫШЛЕННОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАРГУЗИНСКОЙ ВПАДИНЫ	101
Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Бахарев А.Г., Травин А.В., Прокопьев А.В., Борисенко А.С. ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЗАДЕРЖНИНСКОЕ (ЮЖНОЕ ВЕРХОЯНЬЕ): ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД, ВОЗРАСТ ОРУДЕНЕНИЯ	105
Конева А.А., Владыкин Н.В. БИРАЙНСКОЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-РЕДКОЗЕМЕЛЬНОЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЕ НА СЕВЕРЕ ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ	106
Крапивенцева В.В., Иванов В.В. НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В УГЛЯХ ПАЛЕОГЕН-НЕОГЕНОВОГО УШУМУНСКОГО БУРОУГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЕАО, ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ)	108
Кузнецова И.В. ЗОЛОТО В МИНЕРАЛАХ С ВЫСОКИМ СОДЕРЖАНИЕМ ЖЕЛЕЗА	111
Куликова З.И., Федоров А.М. МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КВАРЦИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БУРАЛ-САРЬДАГ	113
Леонов М.Г. НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ТЕКТониКИ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ	116
Леснов Ф.П. АВАРУИТОВАЯ РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ЧАЙСКОМ СУЛЬФИДНОМ МЕДНО-НИКЕЛЕВОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)	120
Летунов С.П. МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ЗОН ПОЛИМИКТОВОГО МЕЛАНЖА В ГАРГАНОБУТУГОЛЬСКОМ ЗОЛОТОРУДНОМ РАЙОНЕ	122
Малышев А.В., Кислов Е.В. УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ МАССИВОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ КАК СЫРЬЕ ДЛЯ ПРОИЗВОДСТВА НОВЫХ СТРОИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ	126
Палеев П.Л., Гуляшинов А.Н. ТЕХНОЛОГИЯ ИЗВЛЕЧЕНИЯ ЗОЛОТА ИЗ УПОРНОЙ АРСЕНОПИРИТНОЙ РУДЫ	128
Пересторонин А.Н., Приходько В.С., Гурьянов В.А., Петухова Л.Л., Солдатов А.И. МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТЫ КУН-МАНЬЁНСКОГО РАЙОНА: СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И РУДОНОСНОСТЬ (ДЖУГДЖУРО-СТАНОВАЯ ЗОНА)	130
Полуэктова А.А., Хантургаева Г.И. ИССЛЕДОВАНИЕ СОРБЦИИ ИОНОВ МЕДИ (II) ПРИРОДНЫМИ ЦЕОЛИТАМИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХОЛИНСКОЕ И ЦАГААНЦАВ	133

Полянин В.С., Вафин Р.Ф. МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ СИСТЕМ, КОМПЛЕКСОВ И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ЮЖНЫХ РЕГИОНОВ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА НА НЕМЕТАЛЛЫ	136
Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Зорина Л.Д. ЗОЛОТО-ПОРФИРОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОНГОЛО-ОХОТСКОЙ ЗОНЫ	138
Радомский С.М., Радомская В.И. НОВЫЕ ПОДХОДЫ В ВОПРОСАХ ЗОЛОТОДОБЫЧИ	141
Рогулина Л.И., Воропаева Е.Н., Карабцов А.А. Теллуридно-никелевая минерализация березитового золото-полиметаллического месторождения (верхнее Приамурье)	144
Рубан Д.А. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, РАЗРАБАТЫВАЕМЫЕ ОТКРЫТЫМ СПОСОБОМ, КАК ОБЪЕКТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО НАСЛЕДИЯ: ОСОБЕННОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ РАНГА	148
Савченко И.Ф., Артеменко Т.В. РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ПАЛЕОГЕН-НЕОГЕНОВОГО ТОРФОНАКОПЛЕНИЯ В УГЛЕНОСНЫХ ВПАДИНАХ ПРИАМУРЬЯ	150
Санжанова С.С., Зонхоева Э.Л. ИЗВЛЕЧЕНИЕ ИОНОВ МОЛИБДЕНА ИЗ ВОДНЫХ РАСТВОРОВ ПРИРОДНЫМИ СОРБЕНТАМИ	153
Семенов В.Ю. ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА ОШУРКОВСКОГО АПАТИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)	155
Серебрянская Т.С., Ковалевский Э.И. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ХАРГИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ	158
Сотникова И.А., Владыкин Н.В. НОВЫЙ ТИП РУДОНОСНОСТИ Zr-TR-Nb РУД МАССИВА БУРПАЛА (СЕВ. ПРИБАЙКАЛЬЕ) И ИХ МИНЕРАГЕНИЯ	161
Стяжкина Е.Н., Хантургаева Г.И. КОМПЛЕКСНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ НИЗКОКАЧЕСТВЕННЫХ МОЛИБДЕНОВЫХ КОНЦЕНТРАТОВ И ПРОМПРОДУКТОВ	164
Таирова А.А., Барышников Н.А., Беляков Г.В., Турунтаев С.Б. ЛАБОРАТОРНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ЗАПОЛНЕНИЯ ТРЕЩИНЫ ГИДРОРАЗРЫВА	166
Татаринов А.В., Яловик Л.И. РУДНОФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ ПРОГНОЗИРУЕМЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВОМ КОМПЛЕКСЕ ВОСТОЧНО-САЯНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА	170
Татаринов А.В., Яловик Л.И. ВИТИМСКИЙ УРАНОВОРУДНЫЙ РАЙОН И ЕГО ФЛАНГИ - КРУПНЫЙ ПЛОЩАДНОЙ ОБЪЕКТ В ЗАБАЙКАЛЬЕ ДЛЯ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА ПОДНАДВИГОВОГО ТИПА	173
Татьков Г.И., Тубанов Ц.А., Чебаков Г.И. РЕЗУЛЬТАТЫ ДЕТАЛЬНЫХ НАЗЕМНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАБОТ В МУЙСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ	176
Туресебеков А.Х., Василевский Б.Б., Рахимов Р.Р. НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТНЫХ РУБЕЖАХ ФОРМИРОВАНИЯ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ	179
Федоров А.М. ГЕНЕЗИС И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СВЕРХЧИСТЫХ КВАРЦИТОВ БУРАЛ-САРЬДАГ	181
Хантургаева Г.И. КАРБОНАТИТОВЫЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ РУДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛУГИЙН ГОЛ	184
Худякова Л.И., Войлошников О.В. ПРАКТИЧЕСКОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МАГНИЙСИЛИКАТНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД	187
Бердников Н.В., Черепанов А.А. БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ГРАФИТОНОСНЫХ СЛАНЦЕВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ	191
Чернявский М.К. ГЛУБИННЫЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ТЕРМАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ БАРГУЗИНСКОГО И СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ	194
Шевченко Б.Ф., Гильманова Г.З. ЛИНЕАМЕНТНЫЕ СТРУКТУРЫ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АРГУНО-МАМЫНСКОГО МАССИВА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ	197
Яценко А.С., Яценко Р.И. СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПОИСКОВ КРУПНО-ОБЪЕМНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА В КАРАЛОНСКОМ ПОЛЕ (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)	200

Новые и нетрадиционные типы месторождений полезных ископаемых Прибайкалья и Забайкалья

Материалы Всероссийской научно-практической конференции

10-12 ноября 2010 г., Улан-Удэ

Статьи печатаются в авторской редакции

Издание утверждено к печати ученым советом

Геологического института СО РАН

Подписано в печать 02.11.2010 г. Формат 60x84 1/8.

Печать офсетная. Бумага мелованная.

П.л. 26.

Тираж 300. Заказ № _____

Издатель: ООО «Издательский дом «ЭКОС»»

670000, г. Улан-Удэ, ул. Каладаришвили, 23, офис 24

тел. (3012) 21-48-89

Отпечатано: Типография «Домино»

670000, г. Улан-Удэ, ул. Смолина, 54

