ГЕОЛОГИЯ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Материалы II всероссийской молодежной научной конференции
(15 –18 мая 2012 г., Улан-Удэ)

Конференция посвящена 85-летию со дня рождения
чл.-корр. РАН Федора Петровича Кренделева

ФГБУН Геологический институт СО РАН
Управление по недропользованию по Республике Бурятия
ФГБОУ ВПО Бурятский государственный университет
Бурятское отделение Российского минералогического общества
Российский фонд фундаментальных исследований

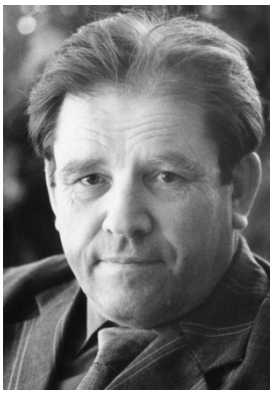
ГЕОЛОГИЯ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Материалы II всероссийской молодежной научной конференции,

посвящённой 85-летию со дня рождения

чл.-корр. РАН Федора Петровича Кренделева

15 –18 мая 2012 г., Улан-Удэ



Улан-Удэ
Издательство ФГБУН Бурятский научный центр СО РАН
2012

УДК 55(571.53)
Г

Утверждено к печати ученым советом
ФГБУН Геологический институт СО РАН

Редакционная коллегия
канд. геол.-минерал. наук Б.Б.Дамдинов
канд. геол.-минерал. наук В.И. Васильев
канд. геол.-минерал. наук Е.В. Васильева

Издание осуществлено при финансовой поддержке РФФИ (проект №12-05-06808-моб-г) и ООО «Bruker ASX».

Г 36 **Геология Забайкалья:** Материалы II всероссийской молодежной научной конференции. – Улан-Удэ: Изд-во ФГБУН Бурятский научный центр, 2012. – 173 с.
ISBN …

Материалы, представленные в сборнике, посвящены проблемам геологии, геохимии, и геофизики Забайкалья и сопредельных территорий. В работах обсуждаются результаты исследований молодых ученых по петрологии и минералогии магматических комплексов, месторождениям полезных ископаемых, четвертичной геологии, а также возможности применения ГИС-технологий и компьютерного моделирования, некоторые методические вопросы аналитических исследований.

Издание может быть полезно специалистам различных отраслей геологии и горных наук, аспирантам, студентам геологических специальностей.

Editorial Board:
Dr. B. B. Damdinov
Dr. V. I. Vasiliev
E. V. Vasilieva

Geology of Transbaikalia: Materials of II All-Russian youth scientific conference. – Ulan-Ude: Buryat Scientific Centre Publishing Department, 2012. – 173 p.
ISBN

The materials presented in the paper collection are devoted to the problems of geology, geochemistry and geophisics of Transbaikalia and allied territories. In the papers young scientist's investigation results by magmatic rocks petrology and mineralogy, mineral deposits, Quaternary geology, using of GIS-technology and computer modelling and methodical problems of analytical study are considered.

The materials will be usefull for Earth science specialists, post graduates, students of Earth science speciality.

© ФГБУН Геологический институт СО РАН, 2012
ISBN
© ФГБУН Бурятский научный центр СО РАН, 2012

И если б десять жизней мне иметь,
Не мог бы сделать все, что в этой хочется.
Ну а в одной - приходится гореть:
Ведь жизнь не ждет - она вперед торопится!
Ф.П. Кренделев

ПРЕДИСЛОВИЕ

II Всероссийская молодежная конференция «Геология Забайкалья» посвящена 85-летию со дня рождения выдающегося ученого, первого директора Геологического института СО РАН Федора Петровича Кренделева (05.02.1927 - 17.04.1987).

Ф.П. Кренделев участник открытия 7 месторождений стратегического сырья; автор первой крупномасштабной карты Удоканского месторождения, актуальной и в настоящее время. Под его руководством разработана аппаратура и методики гамма-спектро-метрического анализа на базе камер низкого фона естественной радиоактивности (КАНИФЕР).

Федор Петрович автор более 500 научных работ (включая 9 монографий). Он много внимания уделял подготовке молодых кадров в вузах Москвы, Новосибирска и Читы, руководил подготовкой диссертаций. Был участником VIII рейса научно-исследовательского судна «Дмитрий Менделеев». Ф. П. Кренделев известен как популяризатор геологической науки. Он выступал с лекциями в коллективах предприятий, разведочных партиях, в школах, по телевидению и в печати.

Фёдор Петрович был удивительным человеком, с острым умом и широким кругозором, очень демократичным, веселым, прекрасным собеседником и рассказчиком, он писал стихи и обладал хорошим голосом. Все, кому посчастливилось работать с ним, никогда не забудут этого человека, восхищавшего своей неуемной жаждой новых знаний, неистощимой энергией и стремлением к творчеству.

Проведение молодежной конференции направлено на повышение уровня знаний студентов, аспирантов и молодых ученых, а также для развития взаимоотношений молодых исследователей из различных регионов Российской Федерации.

Тематика данного мероприятия включает широкий спектр научных направлений: петрология, общая геология, геология рудных месторождений, гидрогеология, геоэкология, геофизика, компьютерное моделирование геологических объектов и методы анализа геологических образцов. В сборник вошли 62 работы молодых специалистов из гг. Улан-Удэ, Иркутска, Читы, Балея, Кызыла, Владивостока, Екатеринбурга, Новисибирска, Томска, Уфы, Сыктывкара, Санкт-Петербурга, Москвы.

Большая часть докладов посвящена проблемам петрологии и минералогии гранитоидных и базит-ультрабазитовых массивов, широко распространенных на территории Забайкалья и сопредельных регионов. Работы базируются на современных методах петрологических исследований, таких как тонкие минералого-геохимические методы, изотопная геохимия. Часть работ посвящена проблемам четвертичной геологии, в частности, изучению процессов осадкообразования и изменения климата в ходе геологической истории региона. Кроме того, рассмотрены некоторые проблемы геологии рудных месторождений и прикладных геофизических исследований. Отдельная секция посвящена результатам компьютерного моделирования глубинных процессов и применению ГИС-технологий в геологических исследованиях.

Нужно отметить высокий научный уровень представленных работ, основанных на современных методах научных исследований. Оргкомитет надеется, что публикуемые материалы позволят получить представление об уровне и направлениях научных исследований, выполненных молодыми учеными, и позволят наладить необходимые межрегиональные контакты.

Редакционная коллегия и оргкомитет выражают благодарность Российскому фонду фундаментальных исследований и ООО «Bruker AXS», финансовая поддержка которых способствовала публикации сборника и проведению конференции.

канд. геол.-минерал. наук Б.Б. Дамдинов
канд. геол.-минерал. наук Т.Н. Анциферова

МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ УДИНО-ВИТИМСКОГО СЕКТОРА ЗАПАДНО-ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ОБЛАСТИ

С.В. Андрющенко

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, svandrus84@gmail.com

Позднемезозойская – кайнозойская Западно-Забайкальская рифтовая область (ЗЗРО) представляет собой обособленный ареал магматизма, связанный с одноименной системой грабенов и горстов. Она протягивается от западного фланга хребта Малый Хамар-Дабан на северо-восток, через все Забайкалье, вплоть до Витимского плоскогорья, на 1000 км при ширине 200–300 км и является продолжением Северо-Монгольской системы рифтов, получивших свое развитие еще в начале позднего палеозоя. Рифтовая область контролируется поясом субширотных - северо-восточных разломов Джидинской, Тугнуйско-Хилокской и Удино-Витимской зон. В пределах рифтовой системы широко распространены щелочные и субщелочные породы: щелочные базальты, тешениты, тефриты, фонолиты, трахиты, щелочные сиениты и граниты, комендиты и пантеллериты, а также, карбонатиты. В ее развитии выделяется несколько этапов внутриплитного магматизма, различной степени масштабности и длительности в зависимости от региона [1]. Структурный фон распределения породных ассоциаций определяют грабены, горсты, приразломные впадины и системы нормальных разломов, а общее их распространение обладает хорошо выраженной пространственной обособленностью.

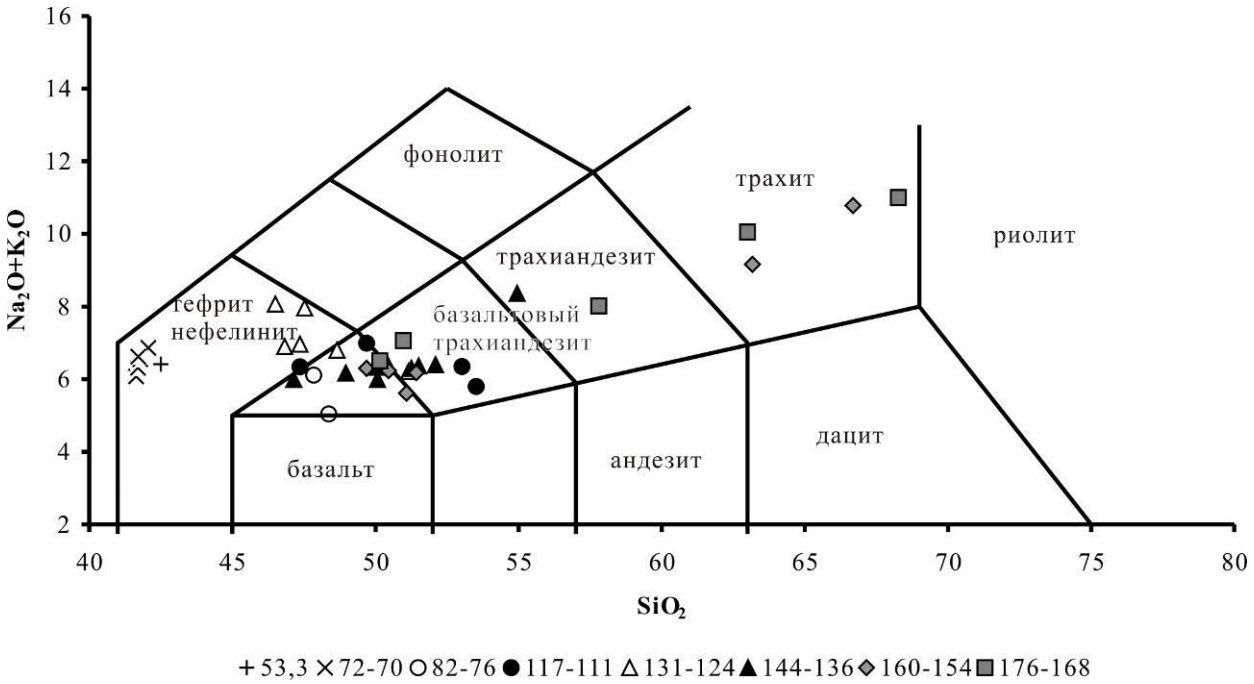


Рис. 1. Положение точек составов пород УВС на классификационной диаграмме сумма щелочей – кремнезем (Le Bas, 1986). Цифры возле значков – этапы магматической активности УВС (млн. лет).

Рифтовая область возникла во внутриконтинентальных условиях в каледонской части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Ее положение в значительной степени было предопределено системой глубинных транслитосферных разломов, которая на более ранних этапах развития региона [2], контролировала проявления магматизма в карбоне (сайженский щелочной комплекс), в поздней перми (бимодальные и щелочногранитные ассоциации Северо-Монгольской-Забайкальской рифтовой области), в триасе (малокуналейский и цаган-хунтейский щелочные комплексы).

Удино-Витимский сектор (УВС) охватывает северо-восточную часть Западно-Забайкальской рифтовой области и включает в себя Удинскую, Эгитинскую, Еравнинскую и Зазинскую впадины, а также Витимское плоскогорье. Первые четыре впадины укладываются в линейную структуру северо-восточного простирания, протяженностью порядка 150 км. Зазинская впадина расположена параллельно Удинской, к северу от неё, отделена хребтом Зусы и имеет протяженность около 50 км.

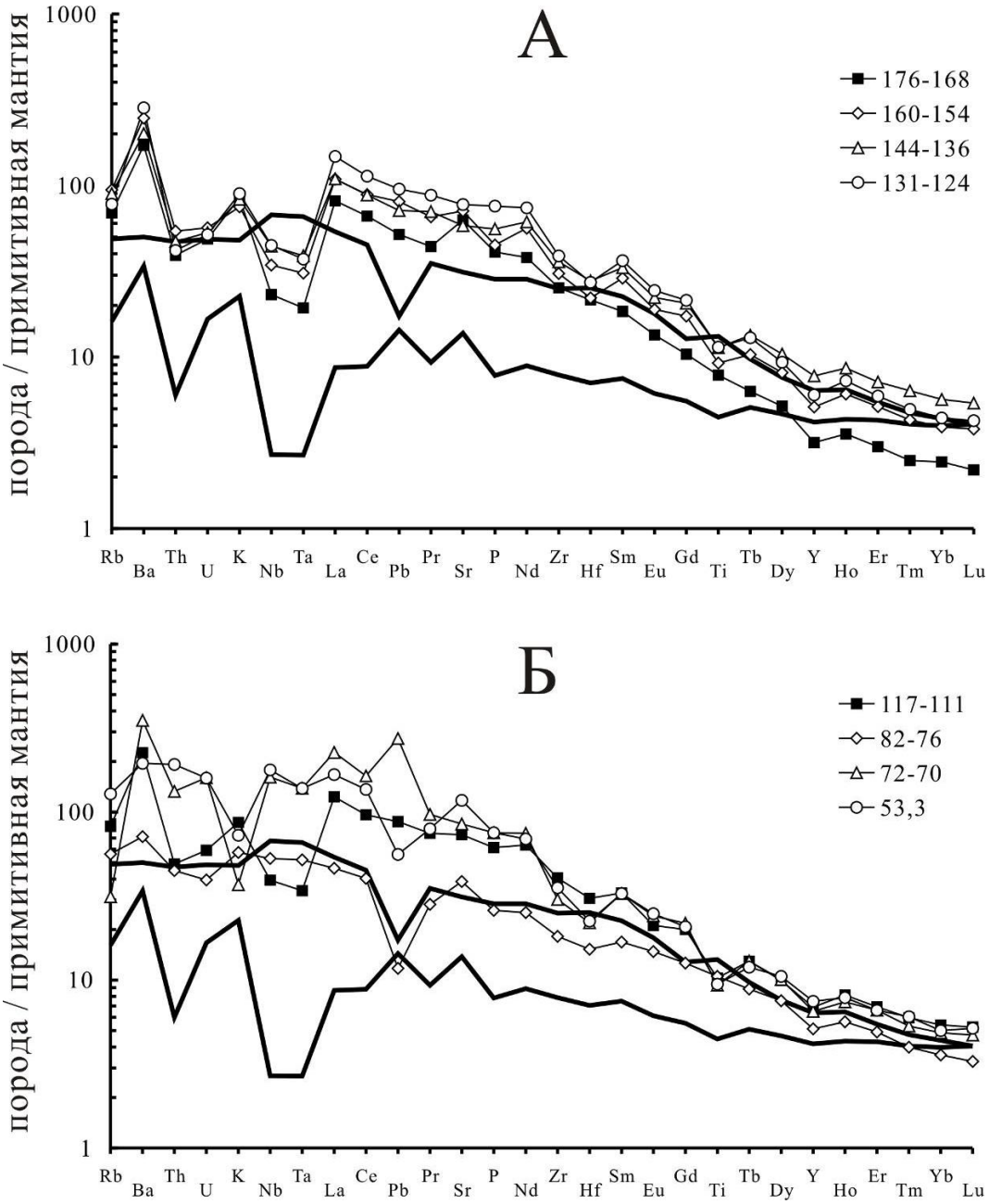


Рис. 2. Графики нормированного распределения редких и редкоземельных элементов в базальтоидах УВС. Нормировано на примитивную мантию по (Sun, McDonough, 1989). Цифры возле значков – этапы магматической активности УВС (млн. лет).

На протяжении мезозоя устанавливается 8 обособленных этапов проявления магматизма. Перерывы в магматической деятельности фиксируются накоплением мощных осадочных (и вулканогенно-осадочных) толщ удинской и хилокской свит.

На классификационной TAS-диаграмме фигуративные точки составов вулканитов УВС образуют 3 области распределения и соответствующие им магматические серии:

1. Дифференцированная серия, от умеренно-щелочных базальтов до трахириолитов. Отвечает ранним этапам (178–154 млн. лет) развития УВС.
2. Умеренно-щелочная и щелочная серия базальтоидов. Соответствует времени образования вулканитов хилокской свиты и, также как и первая, проявлена повсеместно на всей площади УВС.
3. Высокощелочная серия ультраосновных пород (нефелинитов, тефритов), позднемелового и раннекайнозойского возраста (72–53 млн. лет).

Для базальтоидов УВС характерны повышенные содержания TiO_2 (2–2.5 масс. %), сохраняющиеся на протяжение всего рассматриваемого временного диапазона.

Для вулканитов УВС на начальных стадиях характерно присутствие дифференцированных серий, исчезающих к рубежу 110-120 млн. лет, увеличение общей щелочности в базальтах и андезибазальтах, высоко-К специфика магматических ассоциаций, а также появление на завершающих этапах ультраосновных пород (нефелинитов, тефритов с норм-Ne > 10%). Позднекайнозойские базальтоиды Витимского плато обладают низкими значениями норм-Ne <10 % и принадлежат к нормально-щелочной и щелочной сериям [5].

На графиках нормированного распределения редких и редкоземельных элементов базальтоиды УВС имеют сходные спектры. На ранних этапах (рис. 2, А) характер распределения редких и редкоземельных элементов отвечает конфигурации спектра островодужных базальтов, с типичными максимумами по Ba, K, LREE и минимумами по Nb и Ta, отличаясь, однако, от IAB на порядок превосходящими (в левой части графиков) концентрациями элементов и высокими значениями нормированных La/Yb, более характерных для OIB.

С рубежа ~100 млн. лет (рис. 2, Б) конфигурация кривых распределения приобретает более «сглаженный» вид и за исключением высоких нормированных значений по Ba, K и LREE полностью соответствует кривым распределения редких и редкоземельных элементов в базальтах океанических островов, являющихся индикаторами внутриплитного магматизма. Поздним магматическим ассоциациям УВС (72-53 млн. лет) присущи высокие концентрации Th (до 17 г/т), U (до 4 г/т), La (до 220 г/т) и Ce (до 392 г/т).

Подобные закономерности распределения редких и редкоземельных элементов могут указывать на вовлечение в процессы магмообразования гидратированной океанической литосферы, вследствие непрекращающейся субдукции под Сибирский континент со стороны Палеоазиатского океана [3, 4], что обуславливает дефицит высокозарядных элементов (в первую очередь Nb и Ta) в мезозойских магматических ассоциациях.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 10-05-00055.

1. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В. Северо-Монгольская-Забайкальская полихронная рифтовая система (этапы формирования, магматизм, источники расплавов, геодинамика) // Литосфера, 2004, № 3. С. 17-32.
2. Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.В., Климук В.С., Ветлужских Л.И., Некрасов Г.Е., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С., Метелкин Д.В., Гонегер Т.А., Лепехина Е.Н. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее-палеозое // Геология и геофизика, 2010, Т. 51, № 5. С. 589-614.
3. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А. Фанерозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: абсолютные палеогеографические реконструкции Африканской низкоскоростной мантийной провинции // Геотектоника, 2011, № 6. С. 3-23.
4. Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Падерин И.П. Геодинамика Западно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса в позднем палеозое // Геология и геофизика, 2010, Т. 51, № 5. С. 615-628.
5. Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. – Новосибирск: ВО Наука, 1993. 287 с.
6. Sun S.-s, McDonough W.F. Chemical and isotopic systematcs of oceanic basaits: implications for mantle composition and processes // Saunders A.D., Narry M.J. (eds) Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society Special Publication. 1989. № 42. P. 313-345.

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ШИЛЬДЫРХЕЙСКОГО РАССЛОЕННОГО МАССИВА, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Р.А. Бадмацыренова

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

Базитовый магматизм ордовикского этапа широко проявился в складчатых структурах Центральной Азии, при этом на одном и том же возрастном уровне и в одних и тех же районах фиксируются ультрабазит-базитовые и базитовые ассоциации разного формационного типа (Изох 1999). По периферии кембро-ордовикского аккреционно-коллизионного ансамбля распространены расслоенные низкотитанистые низкощелочные ультрабазит-базитовые интрузии, которые по вещественным особенностям можно рассматривать как проявления надсубдукционного мантийного магматизма, сходного по своим

геохимическим характеристикам с островодужными высокоглиноземистыми перидотит-троктолит-габбровыми ассоциациями.

Их отнесение к коллизионному этапу стало возможным только после изотопно-геохронологических исследований [1]. К этому типу относятся массивы: Запевалихинский 487 ± 25 млн. лет, (e Nd =+4.0 ± 0.3; СКВО = 1.2); Шильдырхейский 496 ± 28 млн. лет, (e Nd = +2.0 ± 0.2; СКВО = 2.3); Тебинский массивы (490 млн. лет) [2], Мажалыкский (Ar-Ar датировка 484 ± 2 млн. лет).

Шильдырхейский и Хоштогольский габброидные массивы расположены на восточных отрогах хр. Хамар-Дабан, по левобережью р. Удунга (притока р. Темник). Они приурочены к зоне разрывных нарушений субмеридионального направления (глубинный Боргой-Большереченский разлом), заложенной на границе байкальской архейской глыбы со складчатым обрамлением.

Вмещающими их породами являются доломитовые и известковистые мрамора, песчанистые доломиты, а также ортофиры и их туфы. Массивы прорываются сиенито-диоритами, образующими жильные тела субмеридионального направления (мощностью 0.5–2 м), и гранитами, образующими дайки и тела неправильной и линзообразной формы.

Шильдырхейский массив габброидов расположен в нижнем течении одноименной реки и образует тело округлой в плане формы, восточная часть которого отсечена от карбонатных пород прямолинейной зоной разрывного нарушения. Интрузия площадью около 20кв. км занимает центральную часть мульдообразной синклинали, непосредственно контактируя с юга, запада и севера с карбонатными образованиями. По отношению к складчатой структуре ее можно рассматривать как полусогласное тело.

В Шильдырхейском массиве широко развиты полосчатые, атакситовые, трахитоидные текстуры габброидов, по которым устанавливается его кольцевое внутреннее строение. Все элементы стратификации имеют довольно крутое (60–85°) падение к центру. Фациальные разновидности габброидов, располагаясь сравнительно узкими полосами, также подчеркивают указанную структуру массива.

В геологическом строении массива преобладают лейкократовые и мезократовые габбро и оливинсодержащие габбро. Они распространены на площади 15 кв. км. Для них характерно широкое проявление первично-магматических ориентированных текстур. Большей частью они представлены трахитоидностью, выраженной в ориентировке удлиненно-таблитчатых кристаллов плагиоклаза и характерной для мезократовых и меланократовых разновидностей основных пород.

Полосчатые и атакситовые структуры развиты в лейкократовых габбро и чаще отмечаются в приконтактовой полосе мощностью до 1 км и южной половине массива. Они проявляются в послойном чередовании темных и светлых линз и полос, сложенных в первом случае преимущественно пироксеном, во втором – плагиоклазом.

Оливиновые габбро и троктолиты отличаются визуально от габбро лишь коричневатым оттенком. В пределах массива они развиты значительно меньше и занимают общую площадь около 1.5–2 кв. км. Указанные породы слагают вытянутые, часто изогнутые согласно общей структуре массива формы. Между нормальными габбро и оливиновыми существуют постепенные переходы.

Анортозиты слагают узкие полосы, подчиненные общей структуре массива, тяготеющие ближе к центральным его частям. Для них характерны массивная и трахитоидная текстуры. С вмещающими нормальными габбро имеют постепенные переходы.

Крупнозернистые и пегматоидные лейкократовые габбро развиты в виде прерывистых нешироких до 200 м полос вдоль контакта интрузии с карбонатными породами. На удалении от контакта они постепенно переходят в нормальные габбро.

Плагиоперидотиты развиты минимально среди габброидов шильдырхейского интрузива. Как правило, они окружены троктолитами и оливиновыми габбро, с которыми имеют постепенные переходы. Мощность полос ультраосновных пород от нескольких метров до 20–30 м.

Хоштогольский массив габброидов расположен в бассейне р. Хоштогол и имеет форму близкую к изометричной, площадью 18 кв. км. Западный край массива имеет прямолинейную форму, интенсивно катаклазирован и примыкает к Удунгинской зоне разломов. Породы представлены аналогичными Шильдырхейскому массиву средне- и крупнозернистыми лейкократовыми и мезократовыми габбро, оливиновыми габбро лейкократового и мезократового облика, а также оливиновыми габброноритами. Все они в той или иной мере амфиболизированны. На южной и восточной окраине массива наблюдаются небольшие оторочки мелкозернистых габбро. На участках, примыкающих к зоне разлома, габброиды интенсивно катаклазированы, карбонатизированы. Массив прорывает флишоидные образования.

Слабая обнаженность пород массива не позволила набрать достаточного количества замеров элементов залегания полосчатости для уверенной расшифровки его внутренней структуры. Но и имеющиеся замеры позволяют сделать вывод о полуконцентрическом ее залегании с падением к центру массива под углом 50–80?, т.е. такие же, как и в Шильдырхейском массиве.

Средне- и крупнозернистые габбро преобладают в составе пород массива. Они характеризуются темно-серой, темно-зеленой окраской, массивной, реже полосчатой текстурой. Оливиновые габбро также широко развиты в составе массива. Они ассоциируют с оливиновыми габброноритами, которые развиты незначительно и расположены в восточной части массива, слагая узкие полосы. Анортозиты представляют собой серые массивные породы, гипидиоморфной структуры. Все разности пород массива имеют постепенные переходы между собой, образуя в плане вытянутые тела.

Анализ имеющихся выборок для Шильдырхейского массива позволяет выявить ультрамафитовую, субультрамафитовую и мафитовую группы пород, а для Хоштогольского массива – субультрамафитовую и мафитовую. Ультрамафитовая группа пород объединяет плагиодуниты и плагиоперидотиты (плагиоверлиты). В субультрамафитовую входят мелано разновидности троктолитов и оливиновых габбро. Анортозиты, габбро, габбронориты и троктолиты отнесены к мафитовой группе.

Особенности состава пород, а также широкие вариации содержаний глинозема, кальция и магния в породах расслоенной серии обусловлены фракционированием оливина, клинопироксена и плагиоклаза при кристаллизации высокоглиноземистого базальта в магматической камере. Характерной особенностью состава пород расслоенной серии массива является небольшие изменения содержаний кремнезема и слабовыраженные явления скрытой расслоенности, которое объясняется, вероятно, низкой концентрацией SiO_2 в исходном расплаве.

Для расслоенной серии устанавливается основной тренд дифференциации, практически совпадающей с линией фракционирования плагиоклаза и оливина, причем наклон линий обусловлен составами кумулусных минералов. Отклонение от линии фракционирования оливин – плагиоклаз наблюдается только в некоторых габбро. В этом случае изменчивость состава пород хорошо согласуется с фракционированием более кислого плагиоклаза и клинопироксена.

Близкие содержания элементов-примесей в массивах свидетельствуют о том, что расслоенные габброиды образовались в результате фракционирования базальтового расплава. Обращает на себя внимание одинаковость распределения РЗЭ: слабая обогащенность легкими РЗЭ, сильная положительная Eu-аномалия, свидетельствующая о фракционировании плагиоклаза, плоское или слабо обедненное содержание тяжелых РЗЭ по отношению к хондриту С1 $(Ce/Yb)_N$ отношение 1–3. Нормированное содержание РЗЭ при значительных вариациях не превышает 10 хондритовых значений.

По химическому составу породы массивов образуют ряд, отвечающий натровым высокомагнезиальным и высокоглиноземистым базитам крайне низкотитанистого, низкощелочного, низкофосфорного уклонов. Породы недосыщены кремнеземом, характеризуются низкой железистостью. Петрохимический тренд для всех пород однотипен и сводится к постепенному накоплению в них Si_2O, Al_2O, CaO и щелочей в процессе формирования дифференциатов и уменьшению фемических компонентов (MgO, FeO, Fe_2O_3).

Единый петрохимический тренд, близость химического состава минералов и согласованность их вариаций свидетельствуют о генетической общности пород обоих плутонов. Вместе с тем, сравнивая породы массивов, видно, что основная часть пород Шильдырхейского массива в основном весьма низкощелочные, в меньшей мере умеренно низко-щелочные, тогда как породы Хоштогольского массива – умеренно низко-щелочные и умеренно щелочные. Это объясняется повышенным содержанием калия в породах Хоштогольского массива по сравнению с Шильдырхейским массивом. Вероятнее всего, увеличение калия по отношению к натрию происходило за счет того, что натрий извлекался из расплава флюидами [3]. Можно предположить то, что породы Хоштогольского массива являются наиболее поздними дифференциатами некогда единого массива. Об этом свидетельствует наличие в Хоштогольском массиве оливиновых габброноритов, которые выделяются последними при формировании базит-гипербазитовых плутонов [4]. Содержание РЗЭ также говорит об этом, так как для пород нижней расслоенной серии характерно более низкое содержание РЗЭ относительно габброноритов из верхних частей разрезов [1].

Численное моделирование процесса кристаллизации рассчитанных вариантов исходных расплавов было проведено с применением программного комплекса «Comagmat-3.3». Составы принятых исходных

расплавов приведены в табл. 1. Судя по результатам модельных расчетов, исходные расплавы для верлит-пироксенит-трохтолит-габбрового Шильдырхейского массива отвечали составу высокоглиноземистых пикробазальтов, кристаллизовавшихся в интервале давлений 6-3 кбар, температур - 1530-1120^{0}С и вариациях активности кислорода в пределах, задаваемых буферами от вюстит-магнетотового (WM) до кварц-фаялит-магнетитового (QFM).

Таблица 1.
Химический состав исходного расплава Шильдырхейского массива (масс. %), пересчитанный на сухую основу.

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	P, кбар	Буфер
48.80	0.47	14.48	9.06	0.15	14.84	12.46	1.56	0.13	0.05	5	QWM

В целом породам низкощелочных ультрамафит-мафитовых ассоциаций обоих массивов свойственны относительно низкие содержания редких и РЗЭ, что согласуется с повышенной их магнезиальностью и низкой щелочностью. Судя по этим характеристикам, данные ассоциации формировались при высокой степени плавления деплетированных мантийных субстратов.

Работа выполнена при финансовой поддержке интеграционного проекта ОНЗ РАН 2.1.

1. Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С., Балыкин П.А., Журавлев Д.З., Пархоменко В.А. Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса (геохимические особенности, возраст и геодинамические условия формирования) // Геология и геофизика, 1998, Т. 39, № 11. С. 1565-1577.
2. Изох А.Э., Гибшер А.С., Владимиров А.Г., Токарев В.Н. Ордовикские габброидные ассоциации Горной Шории и Салаира и их геодинамическая интерпретация // Тез. Докл. в Новокузнецке, 1995. С. 200-202.
3. Маракушев А.А. Петрогенезис. – М.: Недра, 1988. 293 с.
4. Балыкин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Петрова Т.Е. Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. – Новосибирск: Наука, 1986. 206 с.

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИНГОДИНСКОГО ДУНИТ-ТРОКТОЛИТ-ГАББРОВОГО МАССИВА, ЦЕНТРАЛЬНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Р.А. Бадмацыренова, А.Л. Елбаев
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, brose@gin.bscnet.ru

Ингодинский интрузивный комплекс (v C_2i) выделен Ю.П. Деньгиным в 1932 г. Габбро, габбродиориты, диориты, габбронориты, нориты, реже троктолиты и пироксениты слагают ряд массивов среди гранитоидов, штоки и плитообразные тела в отложениях венда-палеозоя вдоль разломов СЗ ограничения Хэнтэй-Даурской зоны (Менза-Шумиловская подзона). Массивы в целом дискордантные, но на отдельных участках контакты соподчинены пликативным структурам рамы. Наиболее крупным является Ингодинский ультрамафит-мафитовый массив.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА

Ингодинский базит-ультрабазитовый массив, являющийся петротипическим для одноименного интрузивного комплекса, располагается в верховьях р. Ингоды. Он имеет форму дискордантного, асимметричного лопалита, глубинная часть которого смещена к южному контакту (рис. 1). Занимает площадь около 100 км^2. На севере массив имеет интрузивные контакты с гнейсами малханской серии и раннепротерозойскими гранитами, на юге – с отложениями куналейской свиты позднего ордовика. Северная его часть маломощна и сложена практически однородными слабо расслоенными троктолитами. Южная часть по данным геолого-съемочных работ имеет форму воронки концетрически зонального строения с залеганием «слоев» под углом 50-60?, реже 30?. Ядро воронки сложено меланократовыми габбро и норитами. Массив обладает четко выраженной расслоенностью, определяющейся наличием крупных протяженных (до 1.5 км) зон троктолитов, габбро и норитов, в которых наблюдается более тонкая расслоенность с мощностью слоев от 10 см до первых метров, обусловленная различным количественным соотношением салических и фемических минералов. Границы между «слоями», как правило,

четкие. В некоторых случаях отмечается такситовые текстуры с выделением гнездо- и шлирообразных анортозитов.

Ультраосновные породы, развитые в основном в центральной части на левобережье р. Ингоды, предыдущими исследователями были отнесены к дайкам субвертикального падения северо-западного простирания, различной мощностью и протяженностью до 3 км. При проведении полевых исследований в наиболее обнаженной части массива (междуречье рр. Гужертай-Гайбет-Аргайка) выявлено, что ультраосновные породы представляют собой не дайки, а горизонты, прослои и линзы ритмично расслоенной серии массива. Отмечается интенсивное тектоническое и контактовое воздействие прорывающих их верхнепалеозойских гранитов, выражающееся в амфиболизации, хлоритизации, серпентинизации всех пород массива.

ОСНОВНЫЕ ПЕТРОЛО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Петролого-геохимическими исследованиями установлено, что по составу дуниты и троктолиты соответствуют низкощелочным образованиям, в тоже время часть габброидных пород (амфиболизированные разновидности) попадают в поле умереннощелочных пород. В целом все фигуративные точки составов образуют единый тренд, свидетельствующий о фракционной кристаллизации пород массива из единого магматического расплава.

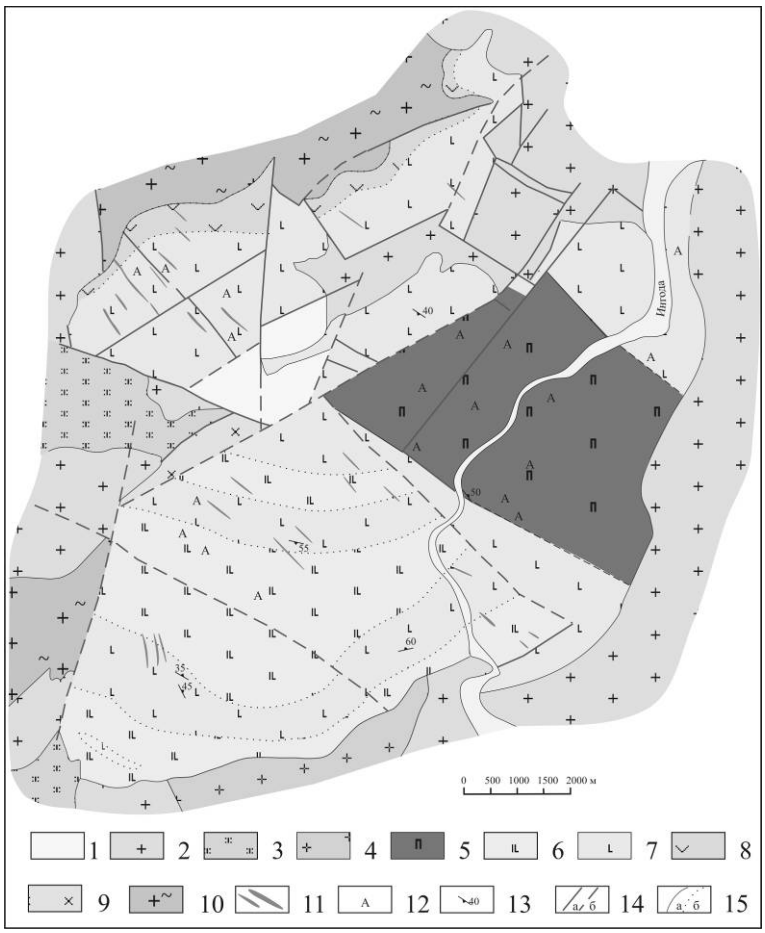


Рис. 1. Схема геологического строения Ингодинского массива. По данным Криволапова Г.В. (1976) и Лопаткина (1958), с нашими дополнениями. 1 – осадочные отложения, 2 – граниты, 3 – гранодиориты верхнего палеозоя, 4 – диориты среднего палеозоя, 5 – расслоенная серия (дуниты, верлиты, троктолиты, оливиновое габбро, габбро), 6 – оливиновое габбро, 7 – габбро, габбронориты, 8 – базальты, 9 – гранодиориты нижнего палеозоя, 10 – гнейсограниты, 11 – дуниты, 12 – актинолизация, 13 – элементы залегания, 14 – тектонические нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые, 15 – границы пород.

На диаграмме Л.В. Дмитриева, показывающей соотношение салических и мафических окислов в гипербазитах и габброидах массива, все фигуративные точки составов располагаются вдоль линии В – тренда фракционной кристаллизации базальтовой магмы. На диаграмме AFM фигуративыне точки со-

става пород группируются в поле известково-щелочной серии. На вариационных «харкеровских» диаграммах обнаруживается «базальтоидный» тренд дифференциации Ингодинского массива, он заключается в постепенном накоплении Al_2O_3 и CaO в поздних дифференциатах по мере уменьшения в расплаве MgO.

Редкоземельные элементы являются одними из наименее подвижных, на них слабо влияют процессы гидротермального изменения и низкотемпературного метаморфизма, поэтому их содержание наиболее корректно отражает состав магматических пород и степень плавления мантийного вещества [1].

Содержане РЗЭ в породах массива не более 10-ти кратных хондритовых норм. Для дунитов характерны слабо дифференцированные графики распределения лантаноидов при величине отношения La/Yb_N = 1.24–1.95. Спектры редкоземельных элементов в габброидах характеризуются преобладанием легких и средних лантаноидов над тяжелыми при величине отношения La/Yb_N = 4.7–23.38. Во всех разновидностях отмечается положительная европиевая аномалия Eu/Eu^* = 1.75–5.11. Практически идентичный график распределения лантаноидов характерен для анортозитов расслоенной серии (La/Yb_N = 13.76, Eu/Eu^* = 5.55), однако общий уровень нормированных содержаний лантаноидов в этих породах значительно ниже.

Таким образом, Ингодинский массив обладает всеми признаками контрастно расслоенных ультрабазит-базитовых плутонов с дунит-троктолит-габбровой ассоциацией пород. По типу дифференциации и набору петрографических разновидностей пород массив обнаруживает общие черты сходства с Йоко-Довыренским (Северное Прибайкалье) [2] и Лукиндинским (Становая область) [3] массивами. По петрохимическим параметрам породы массива характеризуются низкой железистостью и титанистостью, отличаются высокой магнезиальностью. От ультраосновных пород к основным наблюдается повышение глиноземистости при постоянно сохраняющемся натриевом уклоне щелочности.

Работа выполнена при финансовой поддержке интеграционного проекта ОНЗ РАН 2.1.

1. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.
2. Толстых Н.Д., Орсоев Д.А., Кривенко А.П., Изох А.Э. Благороднометалльная минерализация в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах юга Сибирской платформы. Новосибирск: Параллель, 2008. 194 с.
3. Бучко И.В., Кудряшов Н.М. Геохимические особенности расслоенных массивов восточной части Западно-Станового террейна (южное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Тихоокеанская геология, 2005, Т. 24, № 2. С. 95-103.

МОНИТОРИНГ ТЕХНИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ФИЗКУЛЬТУРНО-СПОРТИВНОГО КОМПЛЕКСА В ХОДЕ ВЫПОЛНЕНИЯ СТРОИТЕЛЬНЫХ РАБОТ

А.Д. Базаров, Г. И. Татьков
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, adbazarov@yandex.ru

Физкультурно-спортивный комплекс является уникальным, ответственным сооружением, рассчитанным на 5 тыс. зрителей. Несущей основой является металлический каркас с большепролетными металлическими фермами длиной 57 метров. Ввиду этого к зданию предъявляются повышенное внимание органов Госстрой надзора. В процессе сдачи в эксплуатацию объекта выявлены многочисленные сборочные дефекты в металлоконструкциях: зазоры в местах соединения, диаметры отверстий не соответствовали технической документации; частично отсутствовали соединительные болты; отсутствовали граверы и т.д. В связи, с чем органом Госстрой надзора было выдано предписание подрядчиком об исправлении всех выявленных дефектом.

Согласно требованиям Федерального закона от 30.12.2009 №384-ФЗ «Технический регламент о безопасности зданий и сооружений» Геологическим институтом СО РАН были проведена оценка динамических характеристик физкультурно-спортивного комплекса для мониторинга технического состояния комплекса в ходе выполнения ремонтно-восстановительных работ. Обследование проводилось микродинамическим (модальным) методом в 3 этапа.

Первый этап – первоначальное состояние, техническое состояние комплекса при наличии всех дефектов. На рис. 1 показана карта распределения амплитуд усиления вертикальных колебаний на частоте 1.9 Гц. Для исходного состояния отмечается довольно большие амплитуды усиления вертикальных ко-

лебаний, нет пространственной целостности колебаний покрытия сектора № 5. Все это свидетельствует об серьезных дефектах в ферменных конструкциях. Трудно идентифицировать форму колебания.

Второй этап – техническое состояние комплекса после выполнения протяжки болтовых соединений. Карта распределения амплитуд усиления вертикальных колебаний на частоте 1.9 Гц показана на рис. 2. Улучшилась целостность картины колебания покрытия сектора № 5. Форма колебания можно идентифицировать как вторую собственную форму.

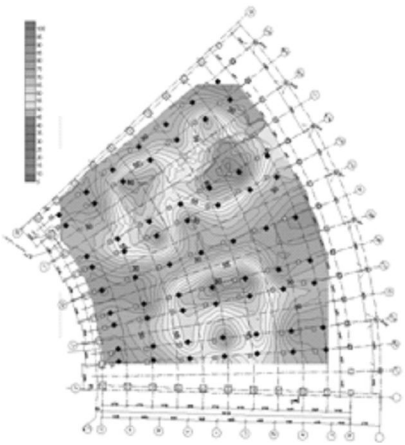


Рис. 1

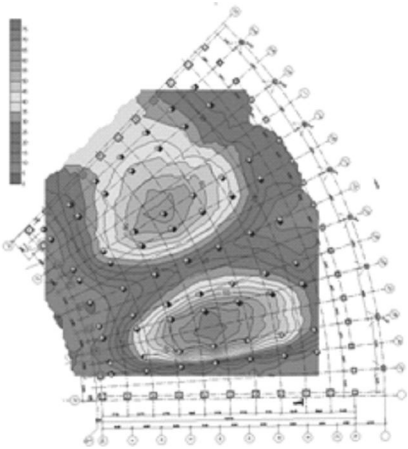


Рис. 2

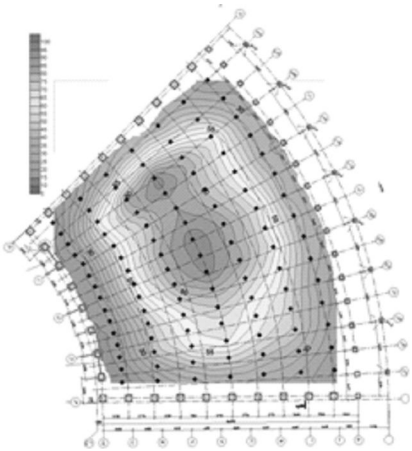


Рис. 3

Третий этап – обследование комплекса после выполнения всего объема ремонтных работ, (протяжка болтовых соединений, установка граверов, выполнение сварочных работ). После выполнения всего объема ремонтно-восстановительных работ картина колебания покрытия сектора кардинально изменилась в стороны значительно увеличения жесткости ферменных конструкций покрытия сектора. Частота 1.9 Гц, которая ранее идентифицировалась как вторая собственная частота (рис. 3). Теперь же, четко выраженная первая форма колебания, совпадающая с расчетной частотой 1.1 Гц (рис. 4), с некоторым запасом жесткости.

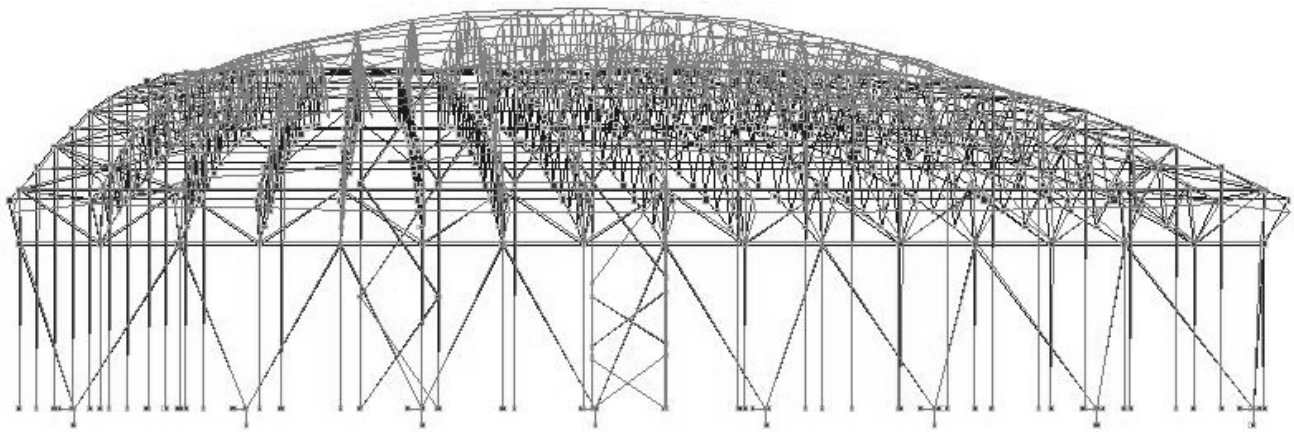


Рис.4. Расчетная форма вертикальных колебания 1.1 Гц. Расчет выполнен в программном комплексе SCAD.

Микродинамический метод может использоваться для диагностики технического состояния большепролетных ферменных покрытий. Хорошо локализует наличие различных дефектов. Позволяет идентифицировать формы пространственных колебаний и сопоставлять их с расчетными формами.

После идентификация конструктивных особенностей каркаса и устранения всех обнаруженных дефектов монтажа, создающих динамические аномалии на покрытии секторов и повторного динамического обследования, техническое состояние системы несущих металлических конструкций покрытия (фермы, колонны, балки, связи и раскосы) сектора №5 ФСК (зафиксированное на 09 февраля 2012 года) соответствует категории НОРМАТИВНОГО.

Все несущие конструкции выполнены в соответствии с проектом и отвечают требованиям надежности и безопасности. Дефектов в колоннах и фермах не обнаружено.

1. Клафф Р., Пензиен Дж. Динамика сооружений. – М.: Стройиздат, 1978. 319 с.
2. Патент РФ №2140625. Способ определения физического состояния зданий и сооружений. G01 M 7/00. Опубл. 27.10.99. Бюл. № 30.

КОРРЕЛЯЦИЯ ПАЛЕОКЛИМАТОЧЕСКИХ СОБЫТИЙ И ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ В ГОЛОЦЕНЕ

В.Б. Базарова
Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия, bazarova@tig.dvo.ru

Территория Юго-Восточного Забайкалья уступает сопредельным территориям наличием природных объектов, в которых сохранилась палеогеографическая информация голоцена, таких как крупные озера и болотные системы с мощными органогенными отложениями, позволяющими получить абсолютные датировки. Возможно, поэтому для этого региона количество материала по проблемам голоцена немногочисленно. В предшествующих работах, проведенных во второй половине прошлого века, изучение палеогеографических проблем проводилось по единичным позднечетвертичным разрезам, с единичными данными абсолютного датирования [1, 2, 3]. В течение последних нескольких лет появились работы с более высокоразрешающими реконструкциями палеоклимата, развития ландшафтов и растительности в голоцене для территории юго-восточной части Забайкалья [4, 5, 6].

Исследования проводились в пределах Приононской холмисто-волнистой равнины, расположенной в области внутригорного Агинского бассейна, относящейся к Дауро-Нюкжанской (Центральной) морфоструктурной провинции Забайкалья [7]. На севере равнина ограничивается низкогорным хребтом Хангилай Шэлэ со средними высотами 850–900 м, на востоке – Уронайским горным массивом с высотами до 900 м. Равнина представляет слабо выраженную котловину, сложенную мощной толщей песчаных и супесчано-галечных аллювиальных отложений.

Климат изучаемой территории отличается резкой континентальностью. По данным метеостанции Агинское среднегодовая температура составляет –2.3^{o}C, средняя температура января –24^{o}C, июля 18^{o}C. Среднегодовое количество осадков 350 мм. Большая их часть выпадает в летний период (50–70%), меньшая – зимой (10–15%). Осадки распределяются неравномерно, наиболее высокими величинами характеризуются наветренные западные и северо-западные склоны хребтов Могойтуйского и Хангилай Шэлэ – до 450 мм, на степных равнинах намного меньше – до 250 мм.

По геоботаническому районированию изучаемая территория относится к степи и горной лесостепи Даурии. Лесостепи занимают южные отроги Могойтуйского хребта, долину р. Ага и хребет Хангилай Шэлэ. Степи занимают почти всю Приононскую высокую равнину. Степная растительность отличается гетерогенностью видового состава и сезонным деморфизмом [8].

Для южной части Забайкалья выделены два генетических типа озерных ванн: озера тектонического происхождения (озерные котловины концевых бассейнов) и озера, возникшие в результате распадения речной сети. Цепи озерных котловин Приононской высокой равнины относятся ко второму из названных типов [7, 9]. Наиболее крупными из них являются котловины озер Ножий, Кункур, Улин и Зун-Соктуй.

Реконструкция палеоклиматических событий и изменения ландшафтов в голоцене проведена по материалам изучения отложений оз. Зун-Соктуй, расположенного в северной части Приононской холмисто-волнистой равнины.

В конце позднего плейстоцена на этой территории господствовали ландшафты холодных степей с криоксерофитной растительностью (до 10 тыс. л. н.). Граница степной зоны находилась значительно севернее, чем современная. Активная аридизация климата привела к распаду русел рек I и II порядков и началу развития пойменных озерных водоемов. Потепление климата в раннем голоцене способствовало разрушению многолетней мерзлоты и появлению лесной растительности, представленной небольшими сосновыми редколесьями. По мнению М.И. Нейштадта [10] и П.Б. Виппер [1], до раннего голоцена сосна восточнее Байкала не встречалась. Похолодания климата в раннем голоцене, сопоставляемые с пит-

ско-игаркинским в начале бореального периода (9.8-9.2 тыс. л.н.) для Сибири [11], способствовали развитию слабо облесенных ландшафтов в области современного распространения степи и горной лесостепи. Незначительное потепление и увеличение атмосферного увлажнения 9.2-8.3 тыс.л.н. способствовало изменениям в ландшафтах - расширению сосновых лесов и появлению лиственнично-березовых формаций с участием кустарниковых берез, ольховника и единичным появлением *Pinus* s/g *Haploxylon* и ели. Последующее кратковременное позднебореальное похолодание, сопоставляемое с новосанчуговским для Сибири (8.3–7.6 тыс. л.н.) [11], привело к сокращению площади сосновых лесов и увеличению площади степных ландшафтов со значительным участием ксерофитов, обмелению озер или полному осушению их котловин. Период климатического оптимума голоцена знаменовался значительным расширением площади лесных формаций, представленных большими островными сосновыми борами на песчаных речных террасах, березово-лиственничными лесами в предгорьях. Впервые в лесных формациях в единичных количествах появлялись представители широколиственной флоры (*Quercus mongolica* и Ulmus). В этот период максимальных размеров достигали акватории степных озер и их глубины.

Таблица 1.

Изменение ландшафтов и растительности на сопредельных территориях Юго-Восточного Забайкалья.

Северо-восточная Монголия [12, 13]			Юго-Западное Забайкалье [3]	
Голоцен		Растительность и ландшафт	Голоцен	Растительность и ландшафт
поздний (SA)		увеличение остепненности, господство разнотравно-полынных степей	SA	лиственнично-сосново-березовые леса с кедром
средний	SB	в горах – березово-сосново-лиственничные леса с элементами темнохвойной тайги (ель, пихта); в долинах рек – в составе березово-сосновых лесов дуб; на равнинах – луговые степи	SB	лиственнично-березово-сосновые леса с кедром и редкими широколиственными (дуб, ильм)
	AT		AT	лиственнично-березовые леса с кедром, сосной, елью и редкими широколиственными (дуб, ильм)
ранний (BO)		разнотравно-полынные степи	BO	Слабо облесенные ландшафты с кустарниковой березой, ольховником (начало наступления леса на степь)

В центральной и северной части Забайкалья смягчение зимних температур воздуха и увеличение влажности в течение атлантического периода способствовало широкому развитию ели, а также пихты и дуба [3]. Условная северная граница степной зоны продвинулась на юг на несколько сотен километров. В настоящее время ильм распространен в виде небольших по площади рощ (1–2 га) или единичных деревьев, приуроченных к наиболее теплым шлейфам южных склонов с песчаными слабо задернованными почвами и подножьям высоких речных террас в степной зоне. Будюмканская дубовая роща - единственный рефугиум на всей территории Сибири, расположен в междуречье Будюмкана и Урюмкана (бассейн р. Аргунь).

Реконструированные климатические события голоцена в бассейне Амура хорошо коррелируются с соответствующими событиями приграничных областей – Западного Забайкалья, приуроченного к бассейну оз. Байкал, и северо-востока Монголии (табл. 1). Это позволяет предположить, что проявление палеоклиматических событий голоцена на этой обширной территории были синхронным.

1. Виппер П.Б. Послеледниковая история ландшафтов в Забайкалье // ДАН СССР, 1962, № 4. С. 871-874.
2. Виппер П.Б. Взаимоотношение леса и степи в горных условиях юго-восточного Забайкалья // Ботанический журнал, 1968, Т. 53, № 4. С. 491-504.

3. Виппер П.Б., Голубева Л.В. К истории растительности юго-западного Забайкалья в голоцене // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода, 1976, № 45. С. 45-55.
4. Базарова В.Б., Мохова Л.М., Климин М.А., Орлова Л.А., Базаров К.Ю. Климатические изменения обстановок осадконакопления в среднем-позднем голоцене в Юго-Восточном Забайкалье (на примере поймы р. Иля) // Геология и геофизика, 2008, Т. 49, № 12. С. 1296-1305.
5. Bazarova V.B., Grebennikova T.A., Mokhova L.M., Orlova L.A. Holocene lake sedimentation in the steppe zone of southeastern Transbaikalia (exemplified by the sediments of Lake Zun-Soktui) // Russian Geology and Geophysics. 2011. Vol. 52. P. 333-342.
6. Птицын А.Б., Решетова С.А., Бабич В.В., Дарьин А.В., Калугин И.А., Овчинников Д.В., Паниззо В., Мыглан В.С. Хронология климата и тенденции аридизации в Забайкалье за последние 1900 лет // География и природные ресурсы, 2010, № 2. С. 85-89.
7. Симонов Ю.Г. Региональный геоморфологический анализ. М.: Изд-во МГУ, 1972. 252 с.
8. Дулепова Б.И. Степи горной лесостепи Даурии и их динамика. Чита: Изд-во ЧГПИ, 1993. 396 с.
9. Симонов Ю.Г. Озерный морфолитогенез в условиях Забайкалья // Вопросы озерного морфолитогенеза, Чита: Изд-во Забайкальского филиала Географического общества СССР, 1969. С. 3-15.
10. Нейштадт М.И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 404 с.
11. Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 256 с.
12. Виппер П.Б., Дорофеюк Н.И., Метельцева Е.П., В.Т.Соколовская. История развития растительности Северной Монголии в голоцене // География и динамика растительного и животного мира МНР. М.: Наука, 1978. С. 19-24.
13. Голубева Л.В. Растительность северо-восточной Монголии в плейстоцене и голоцене // Структура и динамика основных экосистем Монгольской народной республики. М.: Наука, 1976. С. 59-72.

ЭОЛОВОЕ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ СЕВЕРНОЙ ОКОНЕЧНОСТИ БОРГОЙСКОГО ХРЕБТА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

А.В. Бамбуев[1], Р.Ц. Будаев[2], В.Л. Коломиец[2]
[1]*Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия, budrin@gin.bscnet.ru*
[2]*Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия*

Глобальное потепление климата и сопутствующие ему природные и антропогенные процессы стали в последние десятилетия одними из важнейших научных и социальных проблем современности. В числе основных процессов, связанных с развитием глобального потепления климата, является изменение увлажненности внутриконтинентальных районов. Они могут привести к аридизации климата и связанного с ним процесса опустынивания. По данным [1] и других исследователей, в 50-60-е годы прошлого столетия в Западном Забайкалье были распространены около 1000 км^2 подвижных и слабо заросших песков, а также более 3000 км^2 пашен и пастбищ, подверженных дефляции. Увеличение площади земель, подверженных процессам дефляции почв и заноса движущимся эоловым песком, происходило, как правило, вблизи населенных пунктов в результате повышенной антропогенной нагрузки. Климатические условия региона, в общем, благоприятствовали естественному зарастанию движущихся песков.

Наши исследования были проведены на междуречье Селенги и Чикоя, в северной части наиболее крупной площади распространения деградированных земель. Здесь расположено низкогорное замыкание Боргойского хребта, протягивающегося в юго-западном направлении до бассейна Джиды. Абсолютные высоты хребта не превышают 1200 м, а глубина эрозионного вреза достигает 300-400 м (рис. 1).

По данным предшественников известно, что северо-восточная часть хребта, протягивающаяся по правобережью Селенги, буквально «утопает» в песках, в отличие от юго-восточной, оконтуривающей Боргойскую впадину. Ими было установлено, что на междуречье Селенги и Чикоя в середине прошлого столетия распространены обширные массивы песков, подвергшиеся ветровой эрозии. Наблюдалось увеличение площадей эродированных земель под воздействием антропогенной нагрузки (распашка целинных земель, перевыпас скота, пожары и др.). Работами [2] и других исследователей были выявлены площади подверженные ветровой эрозии, занятые подвижными и полузаросшими песками, а также древнеэоловыми отложениями.

В долине Селенги эоловые процессы развиты на правобережье, они охватывают террасовый комплекс и низкогорный массив на междуречье Селенги и Чикоя. Типичное строение и характер взаимоотношений эоловых мезоформ рельефа описан нами вблизи с. Ёнхор. В 2 км к юго-западу от села, в приус-

тьевой части пади Барун-Хундуй распространена 20-22-метровая терраса Селенги, переработанная с поверхности ветровыми процессами. Отмечаются два разновозрастных комплекса эоловых мезоформ рельефа: современный и древний.

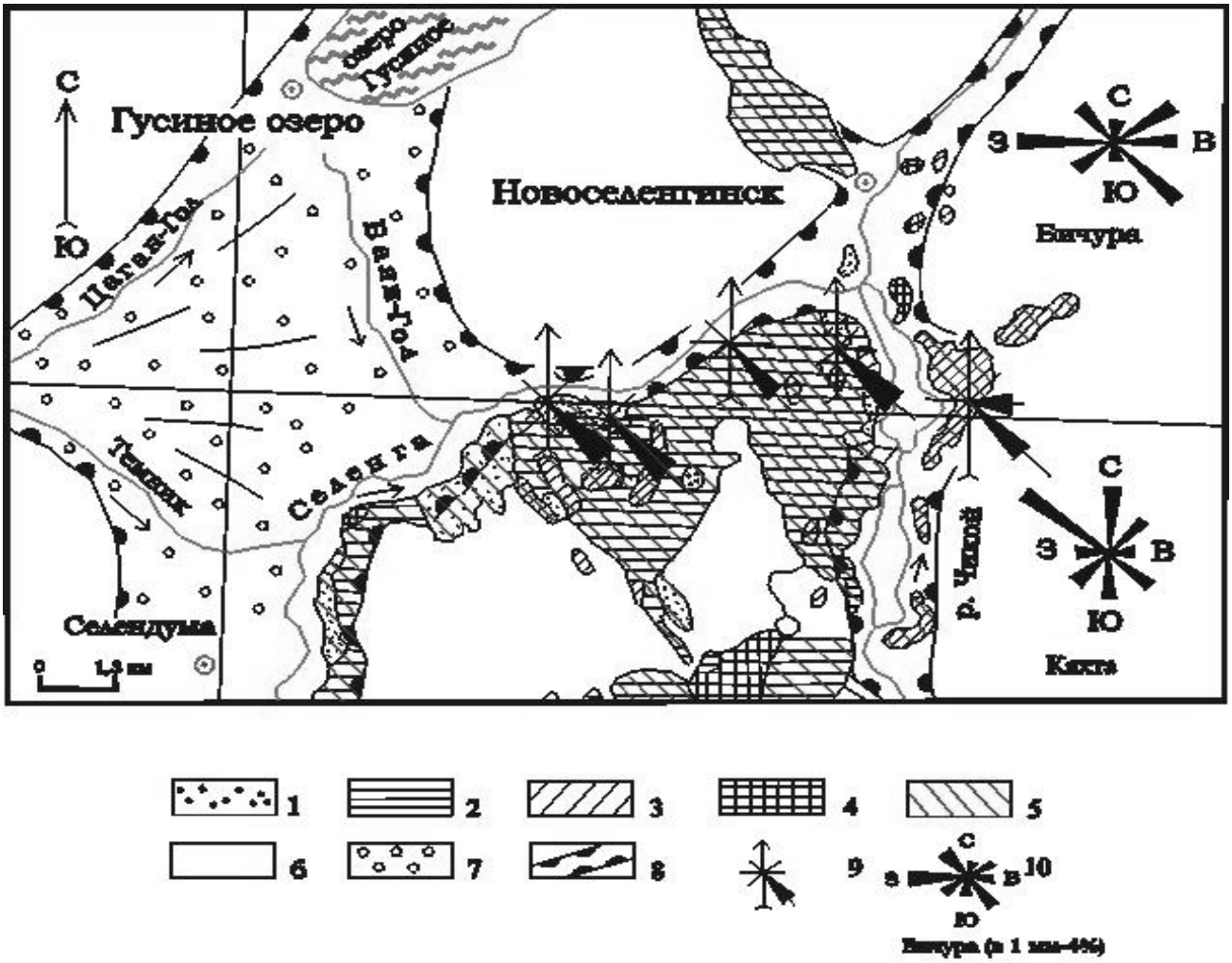


Рис. 1. Геоморфологическая схема южного замыкания Гусиноозерской впадины и низовья Чикоя с элементами эолового мезорельефа (по А.Д. Иванову, 1966, с дополнениями): 1 – подвижные пески; 2 – поля, подверженные ветровой эрозии; 3 – полузаросшие пески; 4 – самозаросшие пески (древнеэоловые); 5 – самозаросшие пески (современные); 6 – низкие и средневысотные горы; 7 – «сухая» дельта Темника; 8 – речные долины; 9 – направления ориентировки длинных осей эоловых гряд и дефляционных котловин; 10 – ветровой режим (июль).

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

Древний эоловый комплекс распространен по днищу и склонам пади Барун-Хундуй. Эоловые отложения залегают в виде «плаща» до абсолютной высоты 700–720 м, т.е. на 150–170 м выше уреза воды р. Селенги. На склонах пади встречаются многочисленные дефляционные котловины и бугры навевания, сформировавшиеся, вероятно, в периоды более поздней активизации эоловых процессов. Они также имеют вытянутую вдоль пади форму, длина их колеблется от 50 до 175 м. В прибровочной части 20–22-метровой террасы было вскрыто 5 горизонтов погребенных почв, что свидетельствует о неоднократной смене климатических условий после завершения формирования террасы.

Водораздельные поверхности низкогорного массива на междуречье Селенги и Чикоя залесены. Среди древесных пород в лесу доминирует сосна, подлесок разрежен. Отроги горного массива покрыты сосновым лесом. Лишь в приустьевой части пади Гунжан, у подножья высоты с абсолютной отметкой 748,0 м, встречен небольшой участок перевеваемого песка лишенный растительности площадью до 0,5 км^2. Площадь, занятая незакрепленными песками, имеет вытянутую в плане форму, а развитые на ней бугры навевания имеют валообразную форму и вытянуты в юго-восточных румбах по направлению господствующих ветров. Это дает нам основание предположить, что эоловые пески являются переметенными из долины Селенги.

В нижнем течении Чикоя долина имеет ширину от 2 до 4 км, русло реки бифуркирует и меандрирует. Днище долины занято низкой и высокой поймами, старицами и заболоченными участками, оно покрыто густой травянистой растительностью и кустарником. Западный борт долины ограничен низкогорной грядой, расчлененной широкими падями. Ширина падей в приустьевых частях достигает 1-1,5 км, днища их относительно ровные и сложены песчаным материалом.

На правобережье Чикоя распространена надпойменная терраса высотой 35–40 м, моделированная эоловыми процессами. В 5–7 км выше по течению от устья река подмывает террасу. На поверхности террасы вблизи ее бровки залегают накидные дюны, сформированные в процессе раздува склона террасы. Дюны обрамляют крутой берег размываемой террасы в полосе шириной до 60–80 м, высота их достигает 8–10 м. На поверхности террасы развиты и более древние эоловые отложения, плащеобразно перекрывающие речные осадки. Мощность их достигает первые метры. На поздних этапах активизации эоловых процессов на поверхности террасы сформировались небольшие дефляционные котловины глубиной до 2–3 м и невысокие бугры навевания, длинные оси которых вытянуты в широтном и юго-восточном направлениях.

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

Генезис эоловых песков. Эоловые пески имеют площадное распространение, охватывая днища речных долин, склоны низкогорья и седловины. Юго-восточная ориентировка падей на наветренном склоне низкогорного массива создает благоприятные условия для перемещения эоловых песков, т.к. в долинах происходит усиление ветров. А на подветренном склоне горного массива скорость воздушных масс значительно уменьшается, что приводит к осаждению эолового материала в виде покрова. Источником эоловых песков являются поймы и надпойменные террасы Селенги и Темника, особенно, обширная «сухая» дельта Темника площадью более 200 км.

Обобщая вышеизложенное, следует отметить, что:

- современные климатические условия благоприятствуют самозарастанию площадей, подверженных ветровой эрозии и оголенных подвижных песков;
- одним из следствий глобального потепления климата может быть изменение увлажненности внутриконтинентальных районов (аридизация), что в совокупности с увеличением антропогенной нагрузки может вновь усилить ветровую дефляцию и деградацию почв, вызвать активизацию эоловых процессов;
- основным источником эоловых песков исследованного района являются пойменные и надпойменные террасы Селенги и Чикоя, а также обширная «сухая» дельта Темника площадью более 200 км^2.

1. Иванов А.Д. Эоловые пески Западного Забайкалья и Прибайкалья. Улан-Удэ: Бур. книж. изд-во, 1966. 232 с.
2. Базаров Д.Б., Иванов А.Д. Сыпучие пески Бурят-Монгольской АССР и меры борьбы с ними. Улан-Удэ: Бур.-Монг. книж. изд-во, 1957. 86 с.

ВЛИЯНИЕ ГОРНОРУДНОГО ПРОИЗВОДСТВА НА СОСТОЯНИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД РАЙОНА ДЖИДИНСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

И.В. Бардамова, М.К. Гергенов
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Разработка рудных месторождений неизбежно оказывает негативное влияние на окружающую среду.

Цель исследования: Показать влияние горнодобывающих производств на поверхностные воды района на примере Джидинского месторождения.

Джидинское вольфрамо-молибденовое месторождение находится в Закаменском районе республики Бурятия. Оно расположено на водоразделе притоков реки Джиды – Модонкуля и Маргын-Шено в северных отрогах Джидинского хребта. Коренное месторождение, представленное жилами и штокверками, состоит из двух участков, расположенных на расстоянии 300 м один от другого: молибденового (Первомайский) и более крупного вольфрамового (Холтосон).

После прекращения работы Джидинского вольфрамо-молибденового комбината загрязнения в больших количествах продолжают поступать в экосистемы Закаменского района. В частности, в результате сброса шахтных и дренажных вод, а также ливневых стоков от хвостохранилищ значительные количества тяжелых металлов, фтора, сульфатов мигрируют в поверхностные воды бассейна рек Джида и Модонкуль.

Река Джида - левый приток реки Селенга, протекает на юге Республики Бурятия и относится к водосбору озера Байкал. Протяженность реки 567 км, площадь бассейна 23500 км2. Исток р.Джида на южных склона западной части хребта Хамар-Дабан протекает параллельно Джидинскому хребту .Характерными загрязняющими веществами являлись, как и прежде железо общее и медь.

Река Модонкуль– правый приток р. Джиды несет наибольшую антропогенную нагрузку на территории Бурятии. По данным Государственного доклада река Модонкуль является одной из самых грязных рек Бурятии.[1] Воды реки Модонкуль, аккумулируя в высоко- и чрезвычайно опасных концентрациях токсичные загрязнения, наносят непоправимый вред здоровью населения города Закаменск. Загрязнение реки Модонкуль алюминием составляет до 17 ПДК, кадмием - до 170 ПДК, марганцем - до 40 ПДК, минерализация достигает 1,2 г/дм3, концентрация сульфатов превышает 700 мг/дм3, фтора – 6 мг/дм3.

Значительные количества токсичных элементов поступают с рудничными водами штольни Западная. Вода имеет кислый характер и содержит большие количества сульфатов (1564 мг/дм^2), что свидетельствует об интенсивном протекании окислительных процессов с извлечением в раствор сульфатных соединений тяжелых металлов. Например, содержания Cu, Zn, Mo в воде превышают значения ПДК в десятки и сотни раз. (табл.1)

Таблица 1.

Содержание элементов в рудничном ручье штольни Западная.

Ингредиенты	Zn	Mg	Fe	Cd	Cu	Ni	Pb
Штольня Западная	33,1	170,24	63,12	0,958	29,16	0,446	0,562
ПДК	**1**	**20-85**	**0,3**	**0,001**	**1**	**0,02**	**0,01**

После впадения рудничного ручья изменяется макро и микрокомпонентный состав реки Модонкуль. (табл.2) Так, содержание сульфатов в пробе из устья реки Модонкуль увеличилось в 3,1 раза, меди – в 83, свинца – в 3,36, а цинка – в 6,15 раза по сравнению с содержанием в пробе до впадения рудничного ручья (деревня Холтосон).

Из-за высоких содержаний токсичных элементов водные объекты Закаменского района относят к объектам с высокой степенью опасности, (табл.3) что наносит непоправимый вред здоровью населения города Закаменск. По данным Госсанэпиднадзора Бурятии в Закаменском районе самый высокий уровень женских и онкозаболеваний, а также высокий процент выхода на инвалидность (216,7 на 1000 обратившихся).

Кроме того, с водами реки Модонкуль далее токсичные элементы попадают в реку Джида, представляя угрозу уже для экосистем реки Селенги и озера Байкал.

ВЫВОДЫ

Объекты горнорудного производства, продолжают наносить вред окружающей среде и после прекращения деятельности предприятия.

Основная доля загрязнений поступает в водные объекты Закаменского района с рудничными водами штольня Западная.

Экологическая ситуация на территории города Закаменск продолжает оставаться кризисной.

Таблица 2.

Макро и микрокомпонентный состав поверхностных вод района Джидинских месторождений (Данные ГИН 2011г.) .

Ингредиенты	ПДК	р.Модонкуль выше д.Холтосон.	Штольня Западная 2011	Устье реки Модонкуль
Cl	350	2,27	36,87	2,27
SO_4	500	8,73	1891,71	25,9
Ca	30-140		360,72	20,04
Mg	20-85	4,86	170,24	13,98
$Fe_{общ.}$	0,3	1	63,12	2,97
Cd	0,001	<0,001	0,958	0,001
Cu	1	0,003	29,16	0,025
As	0,05		1,7	
Ni	0,02	<0,001	0,446	0,002
Cr	0,05	0,042		0,049
Pb	0,01	0,011	0,562	0,037
Zn	1	0,02	33,1	0,123
W	0,05	0,007	0,55	0,04
Co	0,1	<0,001	0,963	<0,001
NH_4	1,5	0,13	0	0,13
NO_3	45	0,03	1,57	
NO_2	3,3	1,07	0,03	0,03
F	0,75	0,58	6,10	4,1

Таблица 3.

Классы опасностей водных объектов района Джидинских месторождений.

Водный объект	Класс опасности
р.Джида	3 А класс, вода загрязненная
р.Модонкуль	4 А класс, вода грязная
Ручей штольни Западная	4 Б класс, очень грязная

1. Государственный доклад «О состоянии озера Байкал и мерах по его охране в 2006 году» ; Иркутск: Сибирский филиал ФГУНПП Росгеолфонда. 2007; 420 с.
2. Ходанович П.Ю., Смирнова О.К., Яценко Р.И. Загрязнение геологической среды в районе промплощадок Джидинского вольфрамо-молибденового комбината и его влияние на экосистемы. Сергеевские чтения. Материалы годичной сессии научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии 21-22 марта 2002 г.- М.:ГЕОС, 2002.- С.353-356.
3. Бардамова И.В., Смирнова О.К. Использование природных сорбентов для очистки рудничных вод Джидинского месторождения. Минералогия и геохимия ландшафта горнорудных территорий. Современное минералообразование: труды III Всероссийского симпозиума с международным участием и IX Всероссийских чтений памяти акад. А.Е. Ферсмана 29 ноября – 2 декабря 2010 г. Чита, [материалы] [Текст] - Россия. Чита: 2010. – 168с. сс 136 – 139.

ПАЛИНОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ – БАЙКАЛЬСКИЙ РЕГИОН

Е.В. Безрукова[1,2]

[1]Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия,

[2]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, bezrukova@igc.irk.ru

Стратиграфия – фундаментальный раздел геологической науки, определяющий последовательность и закономерности формирования геологических образований во времени, соотношение комплексов горных пород в пространстве, их границы и на этой основе восстанавливающий периодизацию геологической истории отдельных регионов, континентов и планеты в целом [1]. Термин «палиностратиграфия» не имеет официального определения. Палиностратиграфия рассматривается как метод биостратиграфии. Биостратиграфия же является разделом стратиграфии, изучающим распределение в осадочных отложениях ископаемых остатков организмов с целью выяснения относительного возраста этих отложений. реконструкция растительности, анализ флоры проводится на основе выявления и сопоставления спорово-пыльцевых спектров (СПС). Анализ палинологического материала для расчленения и корреляции отложений сводится к выделению палинологических зон. Палинозоны устанавливаются для определенной части разреза. Зоны имеют определенное соотношение пыльцы и спор и характеризуются особенностями состава флоры, которые и отражают растительность времени формирования осадочной

толщи, вмещающей спектры определенной палинозоны. Следует помнить, что при использовании зон совершенно необходимо отдавать себе отчет в том, что одни из них относятся к специальным стратиграфическим подразделениям (биостратиграфические единицы), а другие – к хроностратиграфическим подразделениям.

Анализ изменений состава спорово-пыльцевых спектров (СПС) по разрезу позволяет выявить сукцессионный временной ряд, соответствующий как крупным этапам развития палеофлоры региона на уровне семейств и родов, так и изменениям палеофлор в течение конкретного этапа, и, может быть, даже на видовом уровне. Выявляемая этапность развития палеофлор из разных разрезов региона и прилегающих к нему территорий позволяет проводить затем внутри- и межрегиональные корреляции палинозон с близким составом флоры, устанавливать последовательность формирования отложений, динамику ландшафтов и климата и служит одним из важнейших источников информации для составления стратиграфических схем разного ранга. Применение методов абсолютного датирования позволяет уточнять возраст осадочных толщ, этапов изменения природной среды.

В Байкальском регионе проведение палиностратиграфических исследований началось еще в 60-е годы прошлого столетия. Систематический характер оно получило чуть позже, в работах В.А. Беловой, а, начиная с 1993 года, с момента реализации ряда крупных международных проектов бурения озерных и торфяных отложений в байкальском регионе, получило самое широкое применение за всю историю использования этого метода здесь. Особенно успешно и информативно палиностратиграфические исследования наряду с геохронологическими были применены для отложений позднего неоплейстоцена.

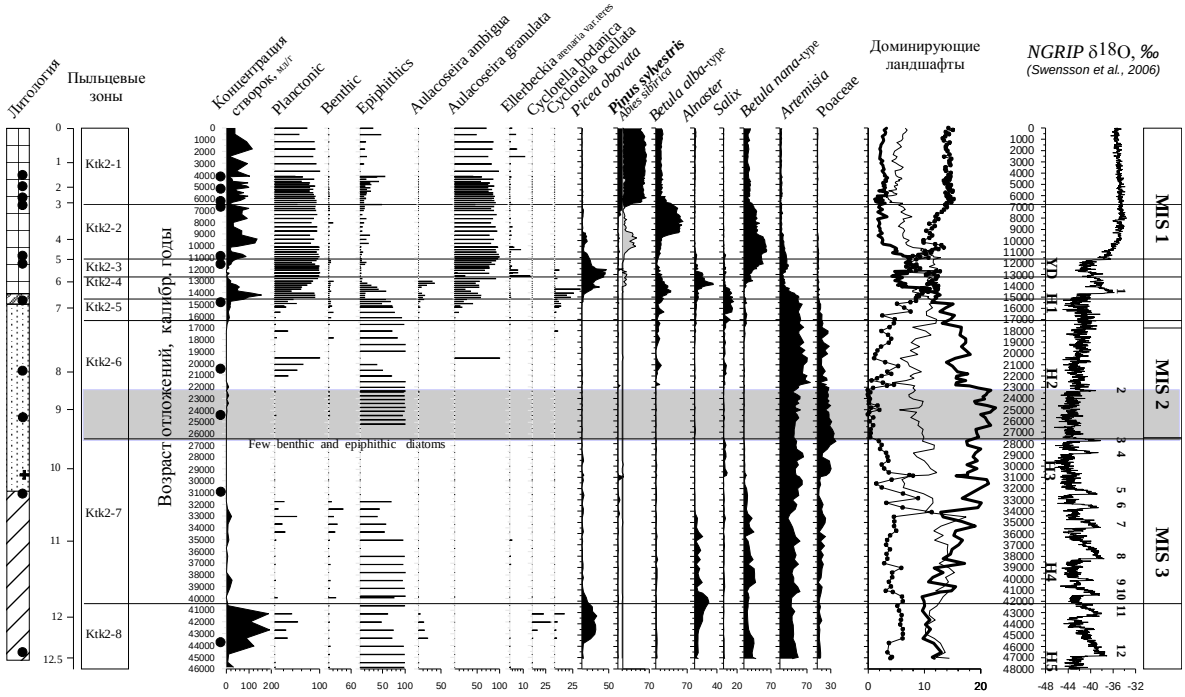


Рис. 1. Суммарный график изменения состава диатомовых водорослей, пыльцевых комплексов, динамики ландшафтов в бассейне оз. Котокель (юг Восточной Сибири) за последние 48 тысяч лет в сравнении с записью $\delta^{18}O$ из ледового керна Гренландии, рассматриваемой в качестве индикатора изменения температуры воздуха в Северо-Атлантическом регионе [2]. В шкале Литология залитые черным кружки соответствуют горизонтам, датированным AMS^{14}C методом. Сплошная ломаная линия с символами (кружки) соответствует лесным ландшафтам, тонкая линия – тундровым, утолщенная - степным ландшафтам. Темно-серый горизонтальный прямоугольник - максимум последней стадии оледенения; H_0 – H_5 – кратковременные стадиальные похолодания (Heinrich events); GI от 1 до 12 означает кратковременные интерстадиальные потепления (Glacial Interstadials).

Условные обозначения к шкале Литология: 1 2 3 4

1 – гиттия мягкая, коричневато-черная; 2 – глина серо-черная, иловатая; 3 – глина серая, иловатая, слоистая; 4 – глина серая, плотная, иловатая.

Палиностратиграфические исследования донных отложений озер и болот, сформированных на протяжении последнего климатического цикла позволили реконструировать историю растительности и ландшафтов региона, динамику его климатической системы, выявить количество ледниковых, стадиальных, межледниковых периодов позднего неоплейстоцена с временным разрешением от 500 до 50 лет.

Абсолютное датирование рубежей палиностратиграфических зон сделало возможным проведение межрегиональных корреляций выделенных палеогеографических событий, что стало основой понимания причин и механизмов изменения природной-климатической системы региона.

На примере графика из рис. 1 показано расчленение толщи донных отложений озера Котокель на основе результатов палинологического и диатомового анализов и реконструированная динамика ландшафтов бассейна озера за последние 48 тысяч лет.

Согласно полученным результатам комплексного биостратиграфического исследования донных отложений озера Котокель получается, что нижняя толща серой плотной глины, сформированная в интервале 48-31 тыс. л.н., включает СПС, которые позволяют выделить две палинозоны – Ktk 2-8 и часть зоны Ktk 2-7. Спектры Ktk 2-8 характеризуют преобладание тундровых и степных ландшафтов, роль каждого из которых в структуре растительного покрова могла быть почти равной. Древесная растительность была представлена лиственнично-еловыми редколесьями лесотундрового облика в условиях холодного климата с высоким почвенным увлажнением за счет таяния многолетней мерзлоты, что и обеспечивало возможность существования древесной флоры. Нижняя часть слоистой серой глины, возраст которой находится в интервале времени от 31 до 27 тыс. л.н., аккумулировалась в условиях усиления роли степной растительности и сокращения лесной и тундровой, что могло означать еще большее похолодание, особенно в летние сезоны, когда низкие температуры короткого и холодного лета не могли обеспечить достаточного протаивания слоя многолетней мерзлоты. В таких условиях расширялась только степная травянистая растительность.

Верхняя часть слоистой серой глины (27-17 тыс. л.н., зона Ktk 2-6) формировалась в максимум последней стадии оледенения, когда степная растительность занимала господствующее положение, а древесные растения могли выживать в наиболее благоприятных местах. Сильно сокращая свои площади. Почти полное отсутствие в это время диатомовых водорослей свидетельствует о сильном снижении уровня воды в озере, возможности полного промерзания водной толщи в максимум оледенения [3]. Верхняя часть слоистой серой глины (17-15 тыс. л.н., зона Ktk 2-5) накапливалась при постепенном улучшении климатических условий, приводивших к расширению лесных ландшафтов лесотундрового характера, появлению диатомовой флоры, типичной для уже более глубоководного озера.

Аккумуляция маломощного слоя серо-черной иловатой глины примерно 15-14 тыс. л.н. происходила в условиях еще более значительного расширения лесотундровой и тундровой растительности, свидетельствуя о существенном кратковременном улучшении природно-климатических условий региона. Пыльцевые и диатомовые комплексы, характеризующие умеренно-холодный и влажный климат примерно 14-12.7 тыс. л.н. с доминирующими лесными и тундровыми ландшафтами, стали основанием для выделения пыльцевой зоны Ktk 2-4 в нижней части коричневато-черной гиттии. И, хотя, спектры зоны Ktk 2-3 также накапливались в верхнем слое, представленном гиттией аналогичного облика, они отражают возврат холодных и более аридных условий около 12.7-11 тыс. л.н. Устойчивая тенденция расширения лесных ландшафтов отражена в спектрах зоны Ktk 2-2, примерно с 11 тыс. л.н. Современная растительность с господством лесных ландшафтов в бассейне оз. Котокель начала формироваться 7-6 тыс. л.н.

Таким образом, детальные палиностратиграфические исследования рыхлых отложений неоплейстоцена и голоцена позволили выделить разновременные этапы развития природно-климатических условий Байкальского региона в это время, получить подробную картину изменения растительности, ландшафтов и климата. Надежные возрастные модели изученных разрезов отложений стали основой для геохронологической привязки реконструированной последовательности этапов развития природной среды региона, проведения межрегиональных корреляций и понимания причин и механизмов этих изменений.

Исследования поддержаны РФФИ, проект № 12-05-00476, Интеграционным проектом СО РАН № 53 «Эволюция природной среды и климата в четвертичном периоде Сибири, Программой фундаментальных исследований Президиума РАН (Проблема опустынивания Центральной Азии).

1. Краснов В.И. Вопросы теории в практической стратиграфии // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 207. 2. С. 1-24.

2. Svensson A., Andersen K.K.., Bigler M., Clausen H.B., Dahl-Jensen D.,. Davies S.M., Johnsen S.J., Muscheler R., Parrenin F., Rasmussen S.O., othlisberger R.R., Seierstad I., Steffensen J.P., Vinther B.M. 6 A 60 000 year Greenland stratigraphic ice core chronology// Clim. Past. 2008. Vol. 4. P. 47–57.
3. Bezrukova E., Tarasov P., Solovieva N., Krivonogov S., Riedel F. Last glacial–interglacial vegetation and environmental dynamics in southern Siberia: Chronology, forcing and feedbacks // Palaeogeogr., Palaeoclimato., Palaeoecol. 2010. Vol. 296. P. 185-198.

КОМПЛЕКС ПАРАЛЛЕЛЬНЫХ ДАЕК В ВОСТОЧНОМ ОБРАМЛЕНИИ РЕВДИНСКОГО МАССИВА, СРЕДНИЙ УРАЛ

С.В. Берзин
Институт геологии и геохимии УрО РАН им. А.Н. Заварицкого, Екатеринбург, Россия, sbersin@yandex.ru

Ревдинский габбро-ультрамафитовый массив Платиноносного пояса Урала расположен на среднем Урале в 45 км западнее г. Екатеринбурга. Массив вытянут в меридиональном направлении на 82 км при ширине от 1-2 до 14 км [9]. В его строении выделяются отдельные блоки сложенные оливиновыми габбро, габбро-норитами и ультрамафитами дунит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации. В обрамлении таких блоков выделяются ореолы кытлымитов и полосчатые габбро, как правило, сложенные амфиболом и соссюритом. В строении массива присутствуют небольшие, изометричные в плане тела, размером до 2-3 км, сложенные габбро-диоритами, диоритами и кварцевыми диоритами [9]. В северной части массива располагаются тела горнблендитов, более поздние по отношению к пироксенитам и габброидам, с которыми связано титаномагнетитовое оруденение [5]. Как и прочие массивы Платиноносного пояса Ревдинский массив контактирует на западе с аповулканитовыми метаморфитами Шайтанской и Мариинской свит, с востока массив граничит с зеленокаменно измененными вулканитами Зюзельской (Билимбаевской) свиты, относящихся к Тагильской зоне [4].

Комплекс параллельных долеритовых даек прослежен в восточном обрамлении Ревдинского массива от г. Ельчевишная на севере до р. Крутоярка на юге на протяжении более чем 70 км [7,8]. При этом дайки долеритов прорывают как габброиды Ревдинского массива, так и граничащие с ними вулканиты. Наиболее представительное обнажение комплекса параллельных даек, прорывающих вулканиты, расположено в привершинной части г. Азов, находящейся в окрестностях города Полевского. Обнажения подробно изучены и описаны в ряде работ [2-3, 6-8, и др.]. Автором исследованы представительные обнажения комплекса параллельных даек, прорывающие габброиды, в северо-восточной части Ревдинского массива, на вершинах высоток, расположенных в окрестностях города Дегтярска.

В большинстве обнажений дайки долеритов имеют крутое или субвертикальное падение, северо-восточное, субмеридиональное, местами северо-западное простирание. Мощность даек варьирует от нескольких десятков сантиметров до 5-7 м. Количество даек по отношению к вмещающим габброидам различно, они образуют рои тесно сближенных даек и пакеты типа «дайка в дайке». Во многих пакетах даек наблюдаются мощные (до 3-5 м) дайки 1-й генерации, сложенные полнокристаллическими мелко-среднезернистыми долеритами, и маломощные, как правило, скрытокристаллические, тонкозернистые или мелкопорфировые дайки 2-й генерации. При этом дайки 2-й генерации часто пересекают под острым углом (10-60°) дайки 1-й генерации. Вмещающими породами для даек служат среднекрупнозернистые полосчатые габбро, неравномерно-зернистые крупно-гигантозернистые габбро, сложенные амфиболом и соссюритом, кварцевые габбро и габбро-диориты. В дайках долеритов повсеместно наблюдаются остроугольные ксенолиты вмещающих пород.

Повсеместно наблюдаются тектонические брекчии, сцементированные плагиогранитом и лейкократовым гранодиоритом, вплоть до плагиоклазита. В таких брекчиях наблюдаются остроугольные обломки, как вмещающих габбро, так и долеритов. В обломках долеритов на контакте с плагиогранитом, как правило, наблюдаются интерстициальные ксеноморфные зерна кварца и замещение основного плагиоклаза олигоклазом, плагиогранит местами сложен практически полностью плагиоклазом при незначительном количестве кварца и практически полном отсутствии зерен фемических минералов. Это свидетельствует о десиликации плагиогранитоидного расплава, процесс такой десиликации подробно опи-

сан А.А.Ефимовым для плагиогранитов Черноисточинского ареала, подвергшихся водному метаморфизму после внедрения в водосодержащие амфиболовые габбро Тагильского массива [1].

В обнажении на вершине г. Ельчевишной кварцевые габбро-диориты пересекаются двумя генерациями долеритовых даек. Долериты первой генерации образуют вертикально-падающие дайки северо-восточного простирания, мощностью около метра, сложенные порфировидными лейкократовыми долеритами с крупными вкрапленниками зонального плагиоклаза и клинопироксена. Дайки второй генерации секут их под углом 60°. Они имеют близкое к субмеридиональному простирание, крутое падение и сложены тонкозернистым долеритом. Долериты обеих генераций в значительной мере метаморфизованы в условиях зеленосланцевой стадии метаморфизма.

В обнажениях на вершине г. 483,9 м крупнозернистые неравномерно-зернистые, реже массивные габбро, пересекаются пакетом тесно сближенных даек, местами образующих структуры типа «дайка в дайке». На южном отроге горы наблюдается пересечение пакета мелкозернистых долеритовых даек первой генерации под острым углом тонкозернистыми долеритовыми дайками второй генерации, а так же небольшие брекчии сцементированные десилицированными плагиогранитами. Структура долеритов варьирует от полнокристаллической порфировидной до тонкозернистой и скрытокристаллической. Как и вмещающие габброиды, долериты метаморфизованы в условиях зеленосланцевой стадии метаморфизма: плагиоклаз альбитизирован и практически полностью соссюритизирован, клинопироксен замещен амфиболом и в незначительных количествах хлоритом. Химический состав долеритов широко варьирует в пределах одного пакета даек от пикробазальтового до андезитового.

В обнажении в щебеночном карьере на вершине г. Груберской наблюдаются долеритовые дайки первой генерации мощностью до 3-5 м, имеющие северо-восточное простирание и субвертикальное падение, сложенные полнокристаллическими мелкозернистыми долеритами. Местами они пересекаются под углом в 30-40° маломощными дайками тонкозернистых, скрытокристаллических и мелкопорфировых долеритов второй генерации. Вмещающие габбро имеют средне-крупнозернистую неравномерно-зернистую структуру, полосчатую, шлировую, реже массивную текстуру. Долериты и вмещающие габбро в значительной мере метаморфизованы, плагиоклаз замещен соссюритом, клинопироксен замещается по периферии коричневым титансодержащим амфиболом, а затем роговой обманкой, плеохроирующей в зеленых тонах. В некоторых образцах клинопироксен практически не замещается амфиболом, однако плагиоклаз в них полностью соссюритизирован. Наблюдаются брекчии мощностью до 1 м, сцементированные десилицированным плагиогранитом.

Долериты обеих генераций и вмещающие габбро-диориты г. Ельчевишной, а так же проба долерита из обнажения на вершине г. 483,9 характеризуются трендом распределением РЗЭ с умеренным обогащением в области легких лантаноидов (La_n/Yb_n=3,01-4,93) и слабой положительной Eu-аномалией (Eu_n/Eu_n*=1,13-1,19), при суммарном содержании РЗЭ 34,0-88,6 г/т. В образцах долерита первой генерации, вмещающего габбро и жильного плагиогранита из обнажения на г. Груберской так же наблюдаются близкие друг к другу и отличный от первой группы анализов спектры распределения редкоземельных элементов: в долерите и в габбро наблюдается обогащение в области средних лантаноидов, La_n/Yb_n=0.61-0.82, суммарное содержание РЗЭ 11,4-20,9 г/т, в образце плагиогранита при близком к габбро тренде распределения РЗЭ и близком суммарном содержании (17,3 г/т) наблюдается преобладание легких лантаноидов над тяжелыми, La_n/Yb_n=3,55, во всех трех пробах присутствует значительная положительная Eu-аномалия (Eu_n/Eu_n*=1,46-2,55). Во всех проанализированных образцах при различном суммарном содержании редкоземельных элементов, на спайдер-диаграмме распределения несовместимых элементов наблюдаются одинаковые минимумы по Zr, Ta, Nb, Th, Rb, Ti и максимумы по Sr, Ba и Pb. В долеритах и вмещающих габбро-диоритах г. Ельчевишная, а так же в плагиограните из обнажения на г. Груберской наблюдается низкие содержания Cr (3-30 г/т) и Ni (5-30 г/т), а так же повышенные содержания Sr (370-630 г/т), в то время как габбро и долерит первой генерации из Обнажения на г. Груберской, характеризуются содержаниями Cr (200-350 г/т), Ni (80-120 г/т) Sr (180-230 г/т), близкими к содержаниям этих элементов в долеритах параллельного дайкового комплекса г. Азов.

Следует отметить сходство в распределении редкоземельных и несовместимых элементов в пробах долеритов параллельного дайкового комплекса и в соответствующих им анализах вмещающих габброидов Ревдинского массива, что отчетливо видно по нашим данным и аналитическим данным, полученным В.А. Коротеевым и И.В. Семеновым [6, пробы Р-11-2-97 и Р-11-3-97]. Это, по всей видимости, обусловлено частичной контаминацией вмещающих габброидов базальтоидным расплавом при внедрении па-

раллельных даек. Так же стоит отметить близость спектров распределения РЗЭ и некогерентных элементов в плагиограните из брекчии и вмещающих габбро и долерите из обнажения на г. Груберской, что, по видимому, вызвано выравниванием содержаний этих элементов в процессе водного метаморфизма и десиликаци. Стоит так же отметить сходство химического и микроэлементного состава долеритов из даек в габброидах и ранее изученных нами долеритов параллельного дайкового комплекса, прорывающего базальты г. Азов, за исключением отклонений, вызванных, по всей видимости, процессом контаминации долеритовым расплавом прорываемых им габброидов.

Ранее нами на примере дайкового комплекса г. Азов было установлено, что внедрение параллельных даек в восточном обрамлении Ревдинского массива происходило в результате задугового спрединга на границе среднего и верхнего девона [2,3]. Прорывание параллельными дайками габброидов Ревдинского массива свидетельствует об их подъеме к тому моменту на уровень верхней коры и последующим вовлечении в процесс задугового спрединга.

Исследования проводятся в рамках программы №27 Президиума РАН (при частичной поддержке проекта 12-П-5-1017).

1. Ефимов А.А. Генезис жильных плагиоклазитов Черноисточинского ареала в Тагильском массиве (Платиноносный пояс Урала): десиликация плагиогранитного протолита в габбро // Литосфера, 2003, № 3. С. 41-62.
2. Иванов К.С., Берзин С.В., Ерохин Ю.В. Первые данные об U-Pb возрасте цирконов из реликтовых зон спрединга на Среднем Урале // ДАН, 2012, Т. 443, № 1. С. 1-6.
3. Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Смирнов В.Н., Слободчиков Е.А. Рифтогенез на Среднем Урале (комплексы и структуры растяжения в истории развития Среднего Урала). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. 91 с.
4. Иванов К.С., Смирнов В.Н., Ерохин Ю.В. Тектоника и магматизм коллизионной стадии (на примере Среднего Урала). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. 133 с.
5. Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: (минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург: Изд-во Урал. Ун-та, 1997. 488 с.
6. Коротеев В.А., Семенов И.В. Влияние конвекционно-спрединговых и мантийно-плюмовых процессов в формировании химического состава базальтов иплутонических пород рифта палеоуральского океана // Литосфера, 2008, № 5. С. 54-83.
7. Семенов И.В. Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала и реконструкция параметров Уральского палеозойского океана. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 362 с.
8. Семенов И.В., Шилов В.А., Ронкин Ю.Л. Структурные и относительно-возрастные соотношения комплекса параллельных долеритовых даек с породами Ревдинского габбрового массива (Средний Урал) // Ежегодник-1998. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1999. С.132-139.
9. Фоминых В.Г., Латыш И.К., Шилов В.А. Ревдинский массив и его титаномагнетитовые руды // Минералогия и геохимия железорудных месторождений Урала. Свердловск, 1974. С. 43-80.

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ МАФИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ В КВАРЦЕВЫХ СИЕНИТАХ БУРГАССКОГО МАССИВА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Г.Н. Бурмакина, А.А. Цыганков
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Меланократовые магматические включения весьма характерны для некоторых типов гранитоидов, однако в массовом количестве они встречаются достаточно редко. Одним из таких примеров является позднепалеозойский Бургасский кварцевосиенитовый массив [6], расположенный в водораздельной части хребта Улан-Бургасы примерно в 50 км к востоку от г. Улан-Удэ. В этом плутоне мафические включения (ММЕ - mafic microgranular enclaves) распространены необычайно широко, что позволяет использовать этот объект в качестве модельного для расшифровки механизмов их формирования.

В строении массива выделяют три интрузивных фазы: 1) субщелочные габбро, среднезернистые сиениты и монцониты; 2) среднезернистые порфировидные кварцевые сиениты; 3) аляскитовые граниты и гранит-порфиры [5]. Геологическими наблюдениями, минералого-петрографическими и геохимическими исследованиями [2] установлены наиболее важные особенности распространения и состава ММЕ, являющиеся основанием для разработки геолого-генетической модели их формирования:

1. В массовом количестве включения встречаются исключительно в кварцевых сиенитах второй - главной фазы Бургасского массива, причем краевые части заметно обеднены включениями, по сравнению с центральной. Форма округлая, нередко сферическая, что характерно для эмульсий.
2. Состав ММЕ монцонитоидный, однако ряд ключевых параметров отличает их от монцонитоидов первой фазы.
3. Вмещающими породами Бургасского массива являются позднепалеозойские граниты [6] и карбонатные отложения; пород монцонитоидного, габбро-монцонитоидного ряда в ближайшем окружении не зафиксировано.
4. Включения имеют магматические микроструктуры. В роях включения различаются структурно-текстурными характеристиками, что указывает на их механическую сегрегацию, возможную лишь в жидкости.
5. Для включений характерна неравновесная ассоциация реликтового основного (битовнит, лабрадор) плагиоклаза и пироксена с олигоклазом, калиевым полевым шпатом и кварцем, что может объясняться лишь активным взаимодействием с вмещающим кварцевосиенитовым расплавом. Геохимически это выражается в почти полном «перекрытии» редкоземельных спектров ММЕ и вмещающих кварцевых сиенитов.
6. Не смотря на монцонитоидный валовой состав ММЕ обнаруживается явное сходство (уровень концентраций, характерные аномалии) микроэлементного состава ММЕ, базитов комбинированных даек и базальтов OIB типа.

Таким образом, перечисленные выше характерные особенности ММЕ со всей определенностью указывают на магматическое происхождение включений. При этом принципиально важно то, что включения попали в магматическую камеру в жидком состоянии, т.е. представляют собой результат смешения магм.

В современной литературе существует множество моделей объясняющих процесс формирования мафических включений в гранитоидах разного состава. Учитывая полученные нами данные [2], остановимся подробней на некоторых из них. Модель А. Кастро [8] объясняет образование ММЕ гравитационным опусканием капель базальтового расплава, в магматическую камеру, заполненную салическим расплавом. Согласно этой модели в базитовую магматическую камеру внедряется салическая магма, которая «отжимает» базальтовый расплав в краевые и апикальную часть камеры. Гравитационная нестабильность такой системы, обусловленная более высокой плотностью основной магмы, приводит к тому, что базальтовый расплав из апикальной части в виде капель (ММЕ) начинает опускаться на дно магматической камеры, заполненной салическим расплавом. На примере известково-щелочного изверженного комплекса Valle Fertil (Аргентина) показано [8], что тонущие капли, т.е. мафические включения, образуют трубообразные субвертикальные структуры. Встречаются также шлейфы и разрозненные ММЕ.

В работе И.Н. Биндемана [1] напротив, образование ММЕ объясняется гравитационной неустойчивостью низкоплотного, насыщенного газовой фазой субслоя кристаллизации (рис. 1), образующегося на границе основного и кислого расплавов в «двухслойной» магматической камере.

Согласно этой модели верхняя часть высокотемпературного и плотного слоя основной магмы кристаллизуется на границе с низкотемпературным кислым расплавом. Фронт кристаллизации движется вниз, формируя субслой кристаллизации, состоящий из кристаллов, остаточного расплава и свободной газовой фазы, выделяющейся при насыщении остаточного расплава флюидом.

Такая трехфазная смесь, при определенных условиях, становится более легкой, чем вышележащая кислая магма, что приводит к формированию диапиров, отрывающихся от субслоя кристаллизации и проникающих внутрь кислой магмы. Мафические включения, согласно этой модели, рассматриваются как результат разрушения таких диапиров.

Постадийную модель образования мафических включений предложена М. Арвиным с соавторами [7]. Эта модель (рис. 2) имеет много общего с описанной выше. Так же, как и в модели Биндемана, базитовая магма внедряется в магматическую камеру с салическим расплавом (рис.2 А). На контакте контрастных по составу магм происходит химическое взаимодействие с образованием гибридного расплава среднего состава (рис. 2 Б). Далее, за счет конвективных потоков гибридный расплав диспергируется и разносится по всему объему магматической камеры (рис. 2 В), чем и объясняется широкое распространение включений внутри отдельных плутонов. На заключительном этапе в течение поздней стадии охлаждения магматической камеры происходит внедрение мафических даек (рис. 2 Г). Рассмотренные

выше модели ориентированы на объяснение среднего (диоритового, монцонитоидного) состава мафических включений, а также характера их распределения в гранитоидных плутонах.

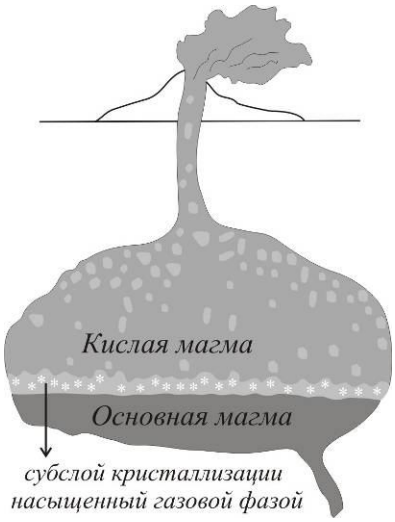


Рис. 1. Кристаллизация плотностно-неустойчивого субслоя основной магмы под слоем кислой магмы и образование диапиров (меланократовых включений) [1].

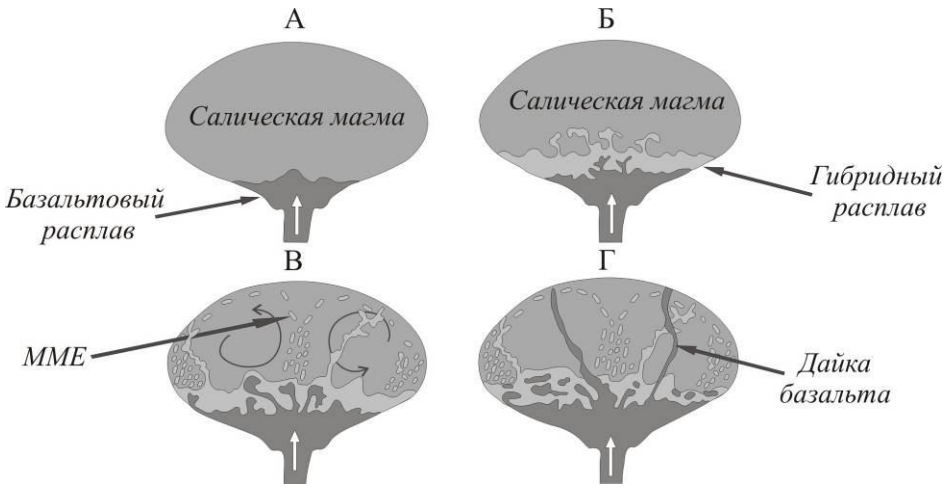


Рис. 2. Схема образования промежуточного слоя гибридной магмы среднего состава [7] (пояснения в тексте).

Исходя из приведенных выше фактических данных можно предположить следующий сценарий становления Бургасского плутона. Формирование массива началось с внедрения сравнительно небольшой порции трахибазальтового расплава, в результате внутрикамерной фракционной кристаллизации которого образовались породы первой интрузивной фазы. Их состав варьирует от субщелочных габбро до кварцсодержащих сиенитов. Вслед за этим, вероятно еще до охлаждения пород первой фазы (отсутствуют реакционные взаимоотношения) произошло внедрение кварцевосиенитового расплава (рис. 3). Исходя из данных, приведенных в работах 6;10] есть основания предполагать гибридное происхождение этого расплава, образованного за счет смешения в глубинных условиях мантийного трахибазальтового и корового гранитоидного расплавов. Однако, в данном контексте это не имеет принципиального значения. Судя по данным амфиболовой барометрии [3] становление плутона происходило в близповерхностных условиях при давлении не более 1.5 кбар, что согласуется с наличием эффузивных комагматов [5]. Сразу после образования магматической камеры произошло внедрение свежей порции трахибазальтового расплава, содержащего интрателлурические вкрапленники основного плагиоклаза и пироксена. Доказательством интрателлурической природы вкрапленников, по крайней мере, пироксена, является высокое давление их образования – порядка 8 кбар, рассчитанное по методу [11]. На границе базальтового и кварцевосиенитового расплавов начался активный процесс химического взаимодействия, протекавшего на фоне фракционной кристаллизации базальтового расплава. В результате образовался гибридный частично раскристаллизованный и насыщенный летучими компонентами слой расплава,

плотность которого, согласно расчетам [1], была несколько ниже (~ 0.1 гр/см^3) перекрывающей салической магмы. Далее, согласно модели Биндемана (1995) этот гравитационно неустойчивый гибридный слой всплывал в виде диапиров, разрушение которых конвективными течениями привело к формированию небольших глобул и разносу их по всему объему магматической камеры (рис. 3). Мощность гибридного слоя, по-видимому, не превышала 0.5 м, что определяется максимальным размером включений [4].

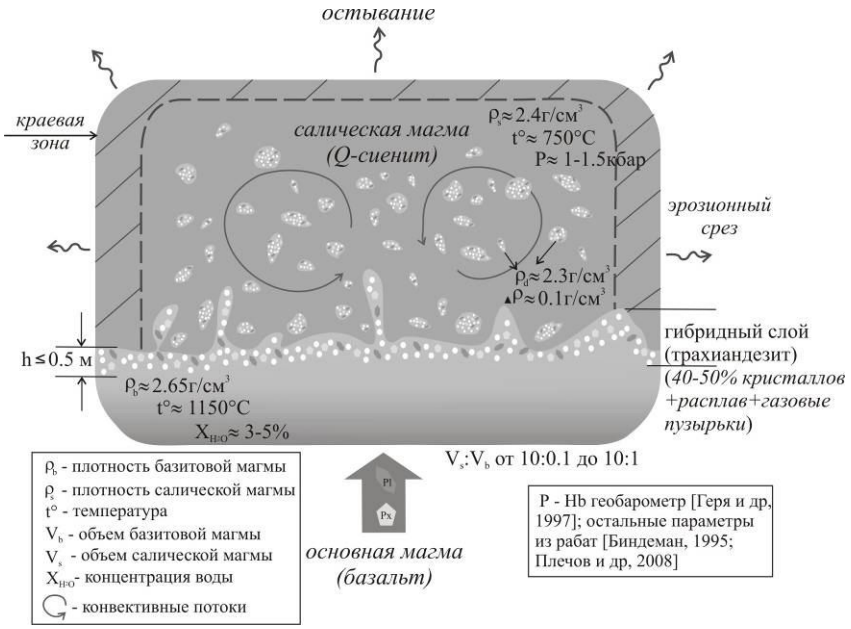


Рис. 3. Модель образования мафических включений в Бургасском массиве (объемные соотношения базитовой и салический магм вне масштаба, остальные пояснения в тексте).

Ключевыми положениями рассматриваемой модели являются два фактора: а) реакционное взаимодействие (гибридизация) базальтового расплава с перекрывающим кварцевосиенитовым, что доказывается монцонитоидным составом включений; б) кристаллизация гибридного расплава и его ретроградное «вскипание», т.е. выделение свободной газовой фазы, возможное лишь в малоглубинных условиях [1, 4]. В совокупности эти два фактора приводят к тому, что плотность гибридного слоя становится меньше плотности перекрывающего кварцевосиенитового расплава, что является необходимым условием для всплытия «диапиров» [1]. Очевидно, что наращивание и удаления гибридного субслоя, путем образования «диапиров», их отрыв и всплытие, происходит непрерывно, до тех пор, пока вязкость кристаллизующегося базальтового расплава допускает образование диапиров. При этом интенсивность конвекции (течений расплава) в салической камере, доказательством которой являются рои включений, в значительной мере определяется количеством базальтовой магмы в основании магматической камеры, что создает и поддерживает необходимый для конвекции геотермический градиент.

В работе [1] эффект уменьшения плотности за счет выделения свободной газовой фазы (вскипание) рассчитан для базальтовой магмы, при этом, разница плотностей всплывающих частично раскристаллизованных (на 40 – 50 %) диапиров и риолитового расплава составляет, как отмечалось, примерно 0.1 гр/см^3, при исходной плотности водосодержащего базальта 2.65 гр/см^3, риолита 2.4 гр/см^3 и температурах 1150°C и 750°C соответственно. Повышенное содержание воды в исходном расплаве подтверждается наличием большого количества магматической роговой обманки в ММЕ, для кристаллизации которой необходимо не менее 3 масс.% H_2O [9].

Вместе с тем, мы полагаем, что кристаллизация пограничного слоя, приводящая в определенный момент к выделению свободной газовой фазы, и процесс химического взаимодействия (гибридизация) происходили одновременно. В результате всплывающие диапиры имели уже не базальтовый, а трахиандезитовый состав. Кроме того, салическая камера была заполнена расплавом не риолитового, а кварцевотрахитового состава, т.е. исходный градиент плотностей был меньше, принятого в расчетах [1]. Соответственно, инверсия плотности гибридного слоя могла происходить при более широких вариациях сте-

пени кристаллизации, содержания воды в расплаве, литостатического давления – т.е. параметров, имеющих критическое значение для реализации рассматриваемой модели.

Поскольку кристаллизация в близповерхностных условиях происходила центростремительно, т.е. от контактов во внутрь, краевые части оказались резко обеднены включениями, по сравнению с центральной, поскольку туда - в краевые зоны, могли попасть только самые первые включения. Процесс диффузионного обмена компонентами между вмещающей средой и включениями продолжался до полной кристаллизации всей магматической системы, а возможно и на постмагматическом этапе. Можно предположить, что широкие вариации состава ММЕ обусловлены не только их гибридизацией, хотя это и главный фактор, но и фракционированием базальтового расплава. Иначе говоря, по мере «удаления» гибридного слоя в процесс химического взаимодействия вовлекались все более и более дифференцированные фракции базитового расплава. Судя по литературным данным [4] фракционирование базитового компонента может играть существенную, или даже определяющую роль в формировании наблюдаемого состава мафических включений, однако в данном случае мы не можем даже на качественном уровне оценить вклад этого процесса.

Таким образом, предложенная модель, по нашему мнению, реалистично объясняет геологические, минералого-петрографические и геохимические особенности мафиченских включений Бургасского массива, образовашихся в результате смешения и активного взаимодействия трахибазальтовой и кварцево-сиенитовой магм.

Работа выполнена при поддержке Интеграционного проекта СО РАН № 17.

1. Биндеман И.Н. Ретроградная везикуляция базальтовой магмы в малоглубинных очагах: модель происхождения меланократовых включений в кислых и средних породах // Петрология, 1995, Т. 3, № 6. С. 632-644.
2. Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А. Минералого-геохимические особенности меланократовых включений в кварцевых сиенитах Бургасского массива (Западное Забайкалье) // Вестник БНЦ СО РАН, 2010. С. 53-62.
3. Геря Т.В., Перчук Л.Л., Трибуле К., Одрен К., Сезько А.И. Петрология Туманшетского зонального метаморфического комплекса, Восточный Саян // Петрология, 1997, Т. 5, № 6. С. 563-595.
4. Плечов П.Ю., Фомин И.С., Мельник О.Э., Горохова Н.В. Эволюция состава расплава при внедрении базальтов в кислый магматический очаг // Вестник МГУ, Серия геология, 2008, № 4. С. 35-44.
5. Рейф Ф.Г., Бажеев Е.Д., Логвененко Б.Г. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Курба-Итанцынского междуречье // Отчет Ангырской ГСП, Улан-Удэ, 1970. 350 с.
6. Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М. Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2010, Т. 51, № 9. С. 1249-1276.
7. Arvin M., Dargahi S., Babaei A.A. Mafic microgranular enclave swarms in the Chenar granitoid stock, NW of Kerman, Iran: evidence for magma mingling // Journal of Asian Earth Sciences, 2004, V. 24. P. 105-113.
8. Castro A., Martino R., Vujovich G., Otamendi J., Pinotti L., D'eramo F., Tibaldi A., and Vinao A. Top-down structures of mafic enclaves within the Valle Fertil magmatic complex (Early Ordovician, San Juan, Argentina) // Geologica Acta, 2008, V. 6, № 3. P. 217-229.
9. Holloway J. R., Burnham C. W. Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less then total pressure // J. Petrology, 1972, № 13. P. 1-29.
10. Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M., Katzir Y., Be'eri-Shlevin Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkaline magmas: The Late Palaeozoic post-collisional igneous province of Transbaikalia (Russia) // Lithos, 2011, V. 125. P. 845-874.
11. Nimis P., Ulmer P. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Pt.1: An expanded structural geobarometer for anhydrous und hydrous, basic and ultrabasic systems // Contrib. Mineral. Petrol., 1998, V. 133, № 1-2. P. 122-135.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ В КАРБОНАТИТАХ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

М.В. Бурцева, Г.С. Рипп, А.Г. Дорошкевич

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

Карбонатиты являются одним из основных источников редкоземельных и редких элементов. В них концентрируются ниобий, тантал, цирконий и легкие редкоземельные элементы. Кроме того, в повышенных количествах содержатся уран, торий, стронций, барий, скандий и некоторые другие. Они образуют как самостоятельные соединения, так и изоморфно входят в структуры других минералов. Форми-

рование редкоземельных и редкометалльных минералов происходило при различных РТ-условиях и нередко на гидротермальной стадии. К числу примеров относятся месторождения Канганкунде, (Малави) [6, 8], Барра до Итапирауйа, (Бразилия) [4] и Хибины, (Россия) [10].

Считается, что карбонатитовые магмы обогащены флюидной фазой. При понижении температуры происходит смена расплава расплав-рассолом и затем гидротермальным раствором. Поэтому не всегда удается установить границу между этими переходами [1].

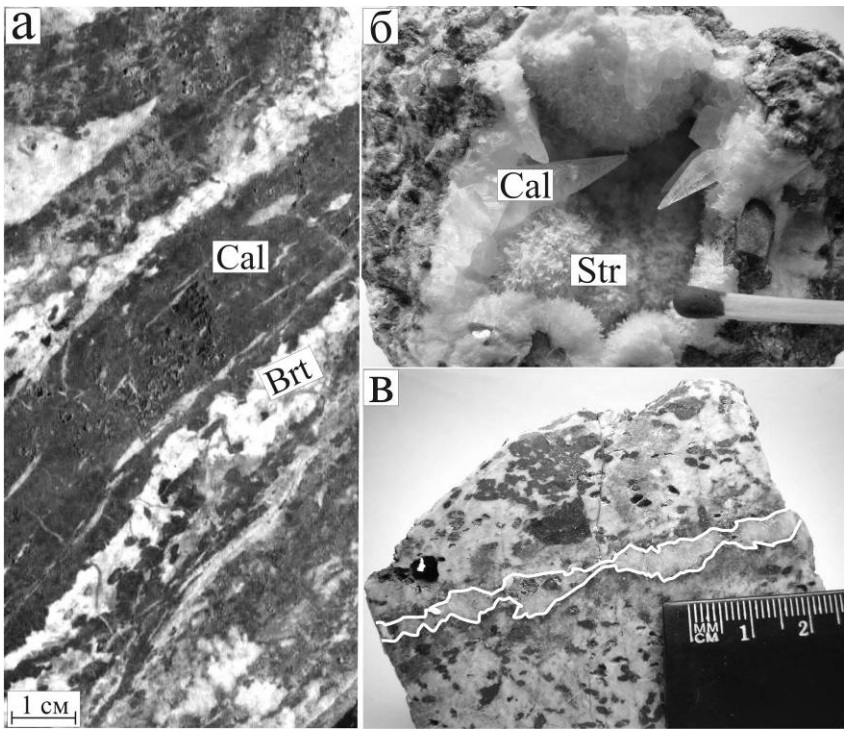


Рис. 1. Халютинское месторождение: а) полосчатая текстура, Cal – кальцит, Brt – барит; б) гнездообразное выделение поздних стронцианита (Str) и кальцита, в) прожилок позднего кальцита в карбонатите.

Карбонатиты Юго-Западного Забайкалья (Аршанское, Южное, Халютинское, Ошурковское проявления) относятся к кальциевому типу. Они слагают в основном дайки и реже плащеобразные тела, сформировались в позднем мезозое в связи с проявлением внутриплитного рифтогенеза. Характеристика проявлений приведена в работе [2].

На постмагматической стадии в карбонатитах проявились гидротермальные процессы. С ними связаны: а) перекристаллизация карбонатной матрицы, сопровождавшаяся изменением структурно-текстурных особенностей пород; б) растворение и замещение неустойчивых минералов; в) рафинирование минералов от примесей и переотложение последних в составе новообразований; г) дополнительный привнос гидротермальными растворами таких компонентов как РЗЭ, Mn и Si.

а) Перекристаллизация карбонатной матрицы, сопровождавшаяся изменением структурно-текстурных особенностей пород. В первичных массивных, равномернозернистых, полосчатых породах (рис. 1а) появляются такситовость, прожилковые, цементные, коррозионные текстуры. Они сопровождаются образованием поздних генераций кальцита, доломита, представленных гнездообразными выделениями, прожилками (рис. 1б, в), которые нередко встречаются и во вмещающих породах.

б) Растворение и замещение неустойчивых минералов. При воздействии постмагматических растворов многие минералы становятся неустойчивыми, корродируются и замещаются другими минералами. Примером этого может служить бастнезит (рис. 2), который замещается паризитом (Аршанское, Южное, Халютинское проявления).

в) Рафинирование минералов от примесей и переотложение компонентов с образованием новых минеральных фаз. Перекристаллизация карбонатитов в результате гидротермальных процессов сопровождалась рафинированием минералов от примесей. В доломите и кальците проявлений карбонатитов Западного Забайкалья, изначально содержание SrO составляло не менее 1-2 масс.% (Аршан, Халюта, Южный, Ошурково). В перекристаллизованных карбонатах содержание стронция падает до сотых долей % (рис. 3).

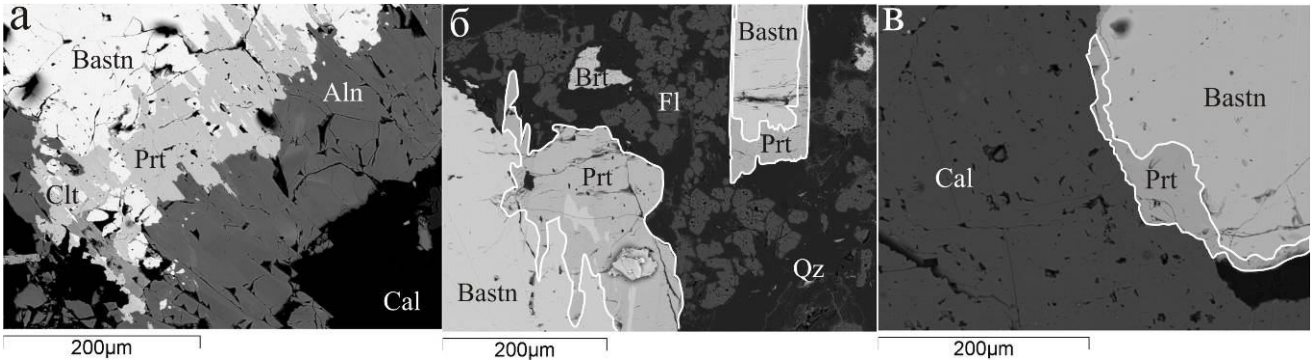


Рис. 2. Паризит (Prt), развивающийся по бастнезиту (Bastn). а) Аршан, б) Южный, в) Халюта. Aln – алланит, Cal – кальцит, Clt – целестин, Brt – барит, Fl – флюорит, Qz – кварц.

Вынесенные элементы нередко образуют новые минеральные фазы. Среди последних наиболее распространены кальцит, монацит, алланит, целестин и стронцианит. На проявлениях Западного Забайкалья выделившийся стронций зафиксировался в виде новообразований целестина и стронцианита, которые образуют прожилки, вкрапленность и неправильной формы гнездообразные скопления, в том числе во вмещающих породах, за пределами карбонатитовых тел.

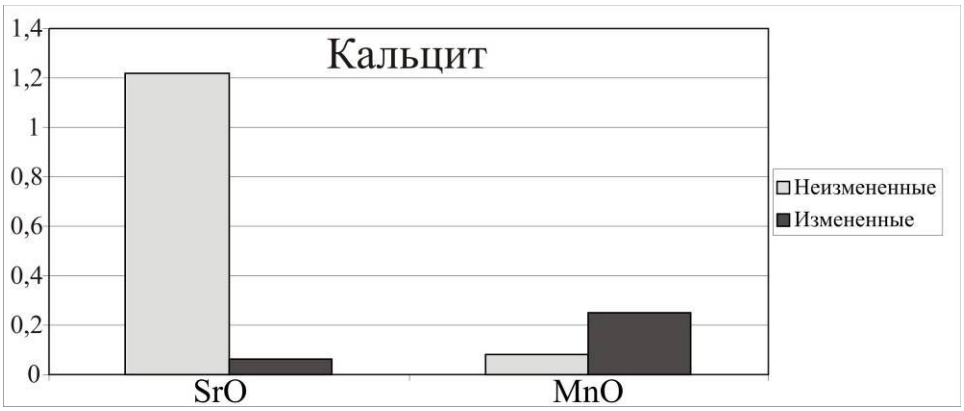


Рис. 3. Обобщенная диаграмма соотношения концентраций стронция и марганца в магматическом (первичном) и гидротермальном кальците (количество проб – 80).

г) Дополнительный привнос компонентов гидротермальными растворами. С гидротермальными растворами были привнесены кремний и алюминий. Это обусловило образование алланита, кварца. Появление среди гидротермалитов паризита, синхизита, монацита, барита указывает на повышенную концентрацию в растворах бария, серы и редкоземельных элементов. Это согласуется с экспериментами [9], которые, при изучении системы карбонатитовый расплав – CO_2, показали быстрое обогащение летучей фазы редкоземельными элементами.

В растворах содержался также марганец, о чем свидетельствует увеличение содержания этого элемента в гидротермальных минералах (рис. 3), появление его собственных минеральных фаз (голландита).

Анализом изотопных составов кислорода и углерода в карбонатитах проявлений Аршан, Халюта, Ошурково и Южный выявлено существенное отличие первичных и постмагматических минералов. В перекристаллизованных и новообразованных минералах фиксируется изотопная гетерогенность, при этом изотопные составы и тренды их эволюции, в значительной мере, определились источниками гидротерм. В одних случаях получены свидетельства о вовлечении в гидротермальную систему вод вадозового источника, в других – состав обусловлен преобразованиями под действием остаточных постмагматических растворов, выделившихся из материнского очага.

Источником гидротерм послужили продукты магматической дистилляции материнского очага. Считается, что в связи с высокой флюидонасыщенностью карбонатитовый расплав последовательно переходит в расплав-рассол и затем в гидротермальный раствор [1]. Гидротермы поступавшие из карбонатитового очага предполагаются для Халютинского, Ошурковского, Южного проявлений. В ре-

зультате, перекристаллизованные карбонаты обогатились тяжелым кислородом и легким углеродом (рис. 4а, б). Еще более контрастно эта тенденция зафиксировалась в гидротермальных прожилках кальцита и стронцианита (Халютинское проявление). Утяжеление кислорода отмечено и в других минералах, подвергшихся изменению. Оно зафиксировано в мартитизированном магнетите, хлоритизированном флогопите.

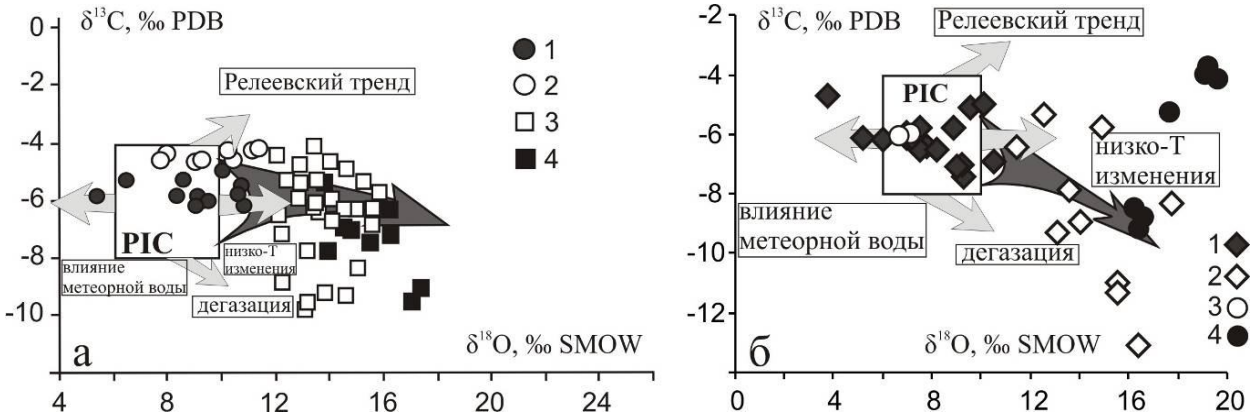


Рис. 4. Тренды эволюции изотопных составов С и О в карбонатитах на гидротермальном этапе. а) **Халютинское месторождение** – неизмененные карбонатиты: кальцит (1) и доломит (2); рекристаллизованный кальцит (3), кальцит и стронцианит из гидротермальных прожилков (4). б) **Ошурковский:** 1 – неизмененные поздними процессами карбонатиты; 2 – кальциты рекристаллизованных карбонатитов; **Южный участки:** 3 – неизмененные поздними процессами карбонатиты; 4 – кальциты рекристаллизованных карбонатитов. PIC – поле составов О и С магматических карбонатитов по [7]. Светлыми стрелками на графике показаны тренды эволюции изотопного состава кислорода и углерода в карбонатитах по [5].

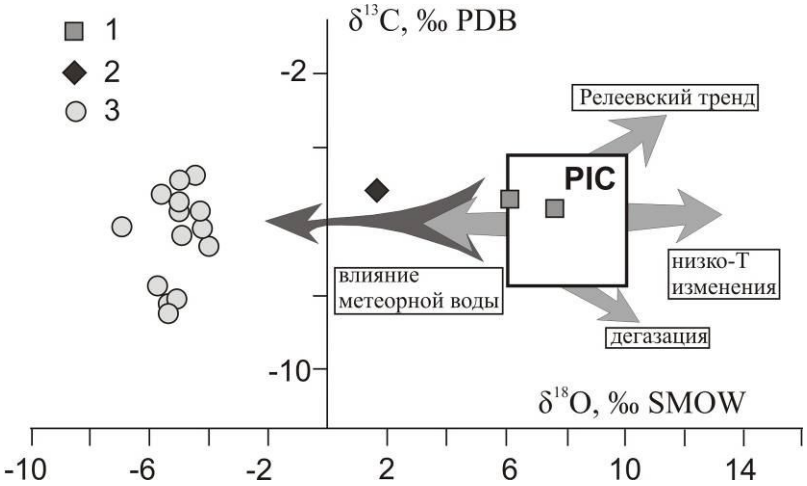


Рис. 5. Тренд эволюции изотопных составов С и О в карбонатитах **Аршанского месторождения** на гидротермальном этапе**:** 1 – бастнезит магматический, 2 – бастнезит частично замещенный паризитом и алланитом, 3 – рекристаллизованный кальцит. PIC - поле составов О и С магматических карбонатитов по [7]. Светлыми стрелками на графике показаны тренды эволюции изотопного состава кислорода и углерода в карбонатитах по [5].

Источником гидротерм послужили воды метеорного происхождения. Влияние таких вод зафиксировано в карбонатитах Аршанского месторождения. Здесь участие метеорных вод на посткарбонатитовом этапе обусловило изотопный сдвиг по кислороду вплоть до отрицательных значений и коррелируется со степенью преобразования минералов. Так, если величина $\delta^{18}O$ в первичном бастнезите (6‰) ложится в контур мантийного квадрата (рис. 5), то в частично замещенном паризите уменьшилась до +2‰, а в алланите, являющимся конечным продуктом изменения бастнезита и паризита, опустилась до -4,0 ‰. Аналогично этому в неизмененном флогопите величина $\delta^{18}O$ равна +4,4‰, в его хлоритизированной разности уменьшилась до –0,5‰. Перекристаллизованные и новообразованные фторкарбонаты, кальциты из прожилков обогащены легким кислородом (вплоть до отрицательных значений $\delta^{18}O$). Подобное участие метеорного источника в гидротермальных растворах отмечено в породах комплекса Фен [3].

1. Лапин А.В. Проблема карбонатитов в свете современных экспериментальных и геологических данных // Рудная геохимия и геология магматогенных месторождений. М: Наука, 1980. С. 62-79.
2. 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.
3. Andersen T. Mantle and crustal components in carbonatite complex and the evolution of carbonatite magma: REE and isotopic evidence from the Fen complex, southeast Norway // Chemical Geology: Isotope Geoscience section. 1987, Vol. 65, № 2. P. 147-166.
4. Andrade F.R.D., Moller P., Luders V., Dulski P., Gilg H.A. Hydrothermal rare earth elements mineralization in the Barra do Itapiraua carbonatite, southern Brazil: behaviour of selected trace elements and stable isotopes (C, O) // Chemical Geology, 1999, Vol. 155. P. 91-113.
5. Demeny A., Sitnikova M.A., Karchevsky P.I. Stable C and O isotope compositions of carbonatite complexes of the Kola Alkaline Province: phoscorite-carbonatite relationships and source composition. In Wall F. and Zaitsev A.N. (eds) Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: the Key Example of the Kola Alkaline Province // Mineralogical Society Series, London. 2004, № 10. P. 407-431.
6. Ngwenya B.T. Hydrothermal rare earth mineralization of the Tundulu Complex, Malawi: processes at the fliud/rock interface // Geochim. Cosmochim. Acta, 1994, Vol. 58. P. 2061-2072.
7. Taylor H.P., Frechen J., Degens E.T. Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See District. West Germany and the Alno District, Sweden // Geochimica et Cosmochimica Acta, 1967, Vol. 31. P. 407-430.
8. Wall F, Mariano A.N. Rare earth minerals in carbonatities: a discussion centred on the Kangankunde Carbonatite, Malawi, *In Rare earth minerals: Chemistry, origin and ore deposit*.- London: Chapman & Hall. 1996. P. 193-225.
9. Wendlandt R.F., Harrison W.J. Rare earth partitioning between immiscible carbonate and silicate liquids and CO2 vapor: results and implications for the formation of light rare earth-enriched rocks // Contrib. Mineral. Petrol., 1979, Vol. 69. P. 409-419.
10. Zaitsev A.N., Wall F., Le Bas M.J. REE-Sr-Ba minerals from the Khibina carbonatites, Kola Peninsula, Russia: their mineralogy, paragenesis and evolution // Mineralogical Magazine, 1998, Vol. 62. № 2. P. 225-250.

СПОСОБЫ УЧЕТА МАТРИЧНЫХ И СПЕКТРАЛЬНЫХ ВЛИЯНИЙ ПРИ СЦИНТИЛЛЯЦИОННОМ АТОМНО-ЭМИССИОННОМ ОПРЕДЕЛЕНИИ Au, Ag, Pt и Pd В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗЦАХ

А.Е. Бусько, Е.В. Шабанова, И.Е. Васильева

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

Метод атомно-эмиссионной спектрометрии с дуговым разрядом широко распространен в геолого-геохимических исследованиях за счёт своей информативности, экспрессности и простоты подготовки объектов исследования к анализу. При анализе используются порошки проб с размером частиц не более 75 мкм. В атомно-эмиссионных спектрах наиболее ярко проявляются матричные и спектральные влияния. Спектральные наложения наблюдаются между двумя близко расположенными линиями, которые не разрешаются по длинам волн, несмотря на то, что для анализа обычно используют линию определяемого элемента свободную от наложения линий мешающих элементов [1].

Матричные влияния, обусловленные изменением макросостава проб, оказываются существенными при вариациях содержаний легко ионизируемых элементов (Na, K) и рудных элементов (Fe, Ti, W, Cu, Ni, Co, U). Систематическое завышение или занижение результатов из-за матричных влияний и спектральных помех можно снизить, применяя такие методические приёмы как использование для градуирования образцов адекватного анализируемым пробам состава, метод добавок или разбавления нейтральной средой, введение буфера или элемента-внутреннего стандарта. Повышение правильности результатов анализа может достигаться при использовании информации, которая содержатся в аналитическом сигнале. Одним из простейших способов её извлечения является деление аналитического сигнала на части (во времени или в пространстве) с последующим измерением каждой части сигнала [2]. Сцинтилляционный анализ использует деление сигнала во времени, когда регистрируют короткие (10^{-4}-10^{-3} с) импульсы аналитического сигнала (при его интегральной продолжительности 10-100 с) на определенной длине волны. В этом случае, интенсивность спектрального фона мала, и отношение сигнала к шуму растёт, поэтому теоретический предел обнаружения химического элементов может снижаться в 100-1000 раз [3].

Таблица 1.

Линии определяемых и мешающих элементов, создающих спектральные помехи.

Аналит; Степень ионизации; Длина волны, нм	Элемент-интерферент; Степень ионизации; Длина волны, нм	Расстояние между линией аналита и интерферента, нм / количество диодов	Ширина линии аналита в сцинтилляционном спектре (количество диодов)
Au I 267,595	W I 267,586	0,009 / 2	10
	U II 267,591	0,004 / 1	
	Ta II 267,591	0,004 / 1	
	Nb II 267,594	0,001 / 0	
	Co I 267,598	0,003 / 1	
	Fe I 267,616	0,021 / 5	
Au I 242,795	Молекулярная полоса SiO2		нет пика
Ag I 328,068	Mn I 328,076	0,008 / 1	15
Ag I 338,289	Молекулярная полоса CN		12
	Cr II 338,268	0,021 / 4	
	Sb II 338,309	0,020 / 3	
Pt I 265,945	Fe I 265,924	0,021 / 5	12
	Cr II 265,947	0,023 / 5	
	Ru I 265,962	0,017 / 4	
Pd I 324,27	Ni I 324,306	0,036 / 6	11
	Ti II 324,199	0,071 / 12	
	Fe I 324,2486	0,021 / 4	

По заказу ИГХ СО РАН фирмой ООО "ВМК-Оптоэлектроника" изготовлен многоканальный анализатор эмиссионных спектров на основе фотодиодных линеек (размер диода 12,5 мкм × 4 мм) для записи последовательностей спектров в некотором диапазоне длин волн с высоким временным разрешением (1?4 мс). Для введения порошков в дугу используется установка "Поток" с электродуговым генератором "Шаровая молния". В качестве полихроматора применён спектрограф СТЭ-1 с трехлинзовой системой освещения щели, ширина щели 0,018 мм [4]. На данном приборе выполняются две сцинтилляционные методики: (1) определение Au и Ag; (2) – Pt и Pd [5]. Базовая экспозиция 4 мс, время регистрации 16 с, аналитическая навеска 150 мг, для методики (1) используется переменный ток 22 А, а для методики (2) – 25 А. Сцинтилляционные спектры регистрируются и обрабатываются с помощью программы АТОМ.

Литературные данные о матричных влияниях и спектральных помехах на интенсивность интегрального атомно-эмиссионного спектра обширны, для сцинтилляционной регистрации подобная информация крайне ограничена или отсутствует. Целью настоящей работы стало изучение спектральных помех и матричных влияний на величину сцинтилляционного сигнала в спектрах образцов разного состава, а так же подбор методических приёмов для их учёта.

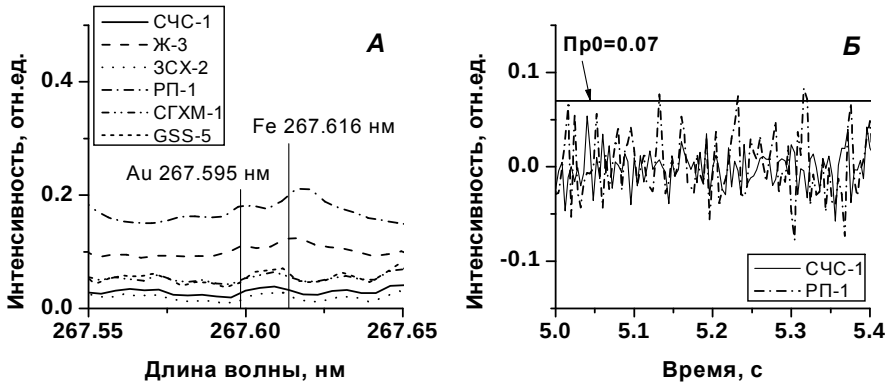


Рис. 1. Интегральные (А) и сцинтилляционные (Б) спектры СО разного состава, зарегистрированные при определении Au.

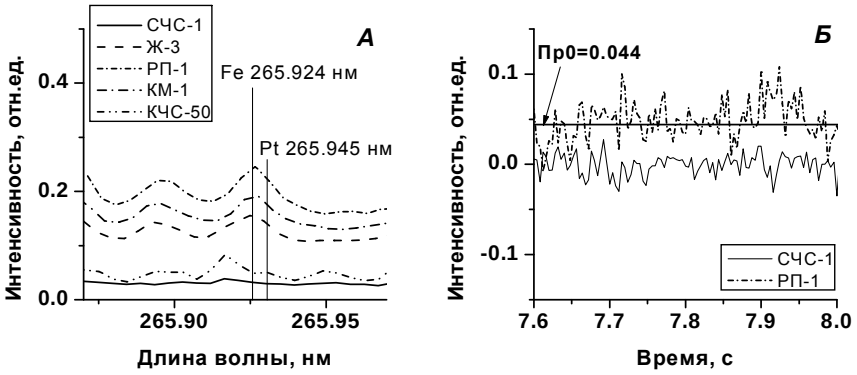


Рис. 2. Интегральные (А) и сцинтилляционные (Б) спектры СО разного состава, зарегистрированные при определении Pt.

Фактическая разрешающая способность на линиях Au 267,595 и Pt 265,945 нм 0,37 нм/мм, а на линии Ag 328,068; 338,289 и Pd 324,27 нм 0,47 нм/мм оказывается недостаточной из-за наложений их линий мешающих элементов на аналитические линии определяемых элементов (табл. 1). Экспериментально показано, что спектральные помехи в интегральных и сцинтилляционных спектрах обусловлены разными содержаниями элементов-интерферентов.

На рис. 1 и 2 представлены интегральные и сцинтилляционные спектры стандартных образцов (СО) разного типа, макросостав которых варьирует значительно, а содержания Au или Pt близки (табл. 2). Интегральные спектры СО группируются по величине интенсивности фона.

Для СО с высоким содержанием Fe и рудных элементов (Ni, Co, Cu) фон вблизи аналитических линий Au и Pt оказывается выше, чем для образцов с силикатной матрицей и содержанием Fe менее 7 масс.% (ЗСХ-2, СЧС-1, КЧС-50). В сцинтилляционных спектрах на длине волны Au 267,595 нм (рис. 1 Б) и Pt 265,945 нм (рис. 2 Б) фон образцов РП-1, КМ-1, Ж-3 также увеличивается по сравнению фоном образцов алюмо-силикатного состава СЧС-1, СГХМ-1 за счёт появления большого числа ложных пиков от вспышек частиц минералов с высоким содержанием железа (пирротин, шпинелиды и др.).

Сцинтилляционные спектры на линии платины имеют больше ложных шумов, по сравнению со спектрами на линии золота, из-за близкого нахождения сильной линии железа. Матричные влияния проявляются в сцинтилляционных спектрах как увеличение количества ложных пиков. Таким образом, увеличение доли рудных элементов в макрокомпонентном составе СО приводит одновременно к усилению, как спектральных помех, так и матричных влияний.

В сцинтилляционном атомно-эмиссионном анализе с дуговым разрядом применение перечисленных выше методических приёмов снижения матричного влияния и спектральных помех ограничено. Для существующего разнообразия макросоставов проб невозможно подобрать для градуировки даже частично адекватные СО. Методы добавок и внутреннего стандарта практически не реализуемы в сцинтилляционном анализе, основанном на счёте вспышек отдельных частиц. Поэтому разбавление нейтральной средой является наиболее эффективным способом снижения, как матричных влияний, так и спектральных наложений, в первую очередь от Fe, Cr, Ni, Co, Cu элементов, определяющих макрокомпонентный минеральный состав геологических объектов.

В качестве нейтральной среды для разбавления выбраны графитовый порошок (ос.ч.) и стандартный образец аляскитового гранита СГ-2 с высокими содержаниями легкоионизируемых элементов (Na 1,96; K 5,96 масс.%) и содержанием Au ≤0,001 г/т. Графитовый порошок обеспечивает высокую температуру дугового разряда, необходимую при определении Pt; гранит СГ-2 – оптимальные условия в плазме для определения Au. Степень разбавления от 2 до 100 раз подбирается экспериментально в зависимости от интенсивности линий интерферентов и содержаний определяемых элементов до получения фона близкого к значению нулевого порога (Пр0) для образцов с алюмо-силикатной матрицей, надёжный счёт числа вспышек обеспечивается используемой аппаратурой [4]. В таблице 3 показаны результаты определения Au, Ag, Pt и Pd без и с разбавлением разными средами СО разного состава. В СО с содержанием Fe более 10 масс.%, изменяется структура сцинтилляционного сигнала и найденные содержания Au и Pt имеют систематическое завышение в 5-30 раз. Для снижения матричных и спектральных

влияний при определении аналитов каждой сцинтилляционной методикой проводили разбавление образцов графитовым порошком или гранитом СГ-2. При определении Au методикой 1 близкие результаты получены с использованием в качестве разбавителя СГ-2, а при определении Pt и Pd методикой 2 – графитового порошка. Разбавлением удалось снизить не только матричные влияния, создаваемые присутствием большого количества Fe, но и спектральные помехи от W (Au в ГСО 8634-2004), Ni (Pt и Pd в Ж-3, РП-1), Cr, Ti и Fe (Au в Ж-3, РП-1). Применение процедуры разбавления при отсутствии спектральных помех не влияет на результаты определения аналитов (Au и Ag в СГХМ-1).

Таким образом, предложен способ снижения матричных и спектральных влияний в сцинтилляционном атомно-эмиссионном анализе с дуговым разрядом за счёт разбавления пробы нейтральной средой. Экспериментально показано, что при определении Au и Ag в качестве разбавителя лучше использовать СО аляскитового гранита СГ-2 с высокими содержаниями легкоионизируемых элементов (Na 1,96; K 5,96 масс.%) и содержанием Au ≤0,001 г/т, а при определении Pt и Pd – графитовый порошок марки ос.ч.; коэффициент разбавления подбирается в зависимости от макросостава образца, интенсивности линий интерферентов и содержаний определяемых элементов.

Таблица 2.

Некоторые стандартные образцы для изучения матричных и спектральных влияний в методиках определения (1) Au и Ag или (2) Pt и Pd сцинтилляционным атомно-эмиссионным анализом с дуговым разрядом.

Индекс СО (Номер; Тип)	Содержания определяемых элементов, г/т				Содержания макрокомпонентов и элементов, создающих спектральные помехи, мас. %										
	Au	Ag	Pt	Pd	Si	Fe	Mg	Ca	Al	Cu	Ni	Co	Cr	W	Sb
СЧС-1 (ГСО 8549-04; Черный сланец)	0,1	0,1	0,0012	0,0013	28,6	3,9	1,61	0,81	8,89	0,0034	0,0039	0,0013	0,013	0,00035	–
Ж-3 (ГСО 928-76; Сульфидно медно-никелевая руда)	0,12	2,6	1,16	5,64	4,8	42,4	1,08	1,78	1,8	0,00029	3,2	–	–	–	–
ЗСХ-2 (СОП 37-90; Золотосодержащая руда)	0,13	28,2	–	–	36,3	0,7	0,48	–	4,76	0,0010	16	–	–	–	–
РП-1 (ГСО 3613-87; Пиротиновая сплошная руда)	0,12	3,9	1,22	6	1,01	52,9	0,1	0,33	0,48	–	4,03	0,17	–	–	–
КМ-1 (ГСО 1701-79; Концентрат медный)	3,8	–	8,6	37,6	–	–	–	–	–	23,6	1,6	–	–	–	–
ГСО 8634-2004 (Золотосодержащая руда)	6,4	17	–	–	29,2	4,6	0,54	3,64	7,94	–	0,0050	0,0020	0,0060	0,047	0,095
СГХМ-1 (ГСО 3483-86; Карбонато-силикатные рыхлые отложения)	0,04	0,5	–	–	21,3	3,23	3,51	5,04	6,14	0,0048	0,0033	0,0014	0,0066	–	–
GSS-5 (GBW 07405; Красно-жёлтая почва)	0,26	4,4	–	–	24,6	8,83	0,37	0,07	11,42	0,014	0,0040	0,0012	0,012	0,0033	0,0035
КЧС-50 (СОП ИГХ СО РАН; Черный сланец)	–	–	1,1	1,1	35,7	1,54	0,66	0,21	45,3	–	–	–	–	–	–

Примечание: прочерк ("–") – нет данных

Таблица 3.

Результаты сцинтилляционного определения Au и Ag (методика 1), Pt и Pd (методика 2) без и с использованием разных разбавителей.

СО	Коэффициент разбавления	$C_{ат.}$	Без разбавления	Разбавитель		$C_{ат.}$	Без разбавления	Разбавитель	
				Графитовый порошок	СО СГ-2			Графитовый порошок	СГ-2
Методика 1		C_{Au}, г/т				C_{Ag}, г/т			
Ж-3	5	0,12 ± 0,02	1,8 ± 0,4	3,2 ± 0,4	0,53 ± 0,21	2,9 ± 0,9	3,6 ± 0,9	3,6 ± 0,5	1,9 ± 0,4
РП-1	10	0,12 ± 0,09	0,56 ± 0,12	14 ± 2	0,095 ± 0,015	*3,9*	12,2 ± 2,2	6,5 ± 1,5	4,2 ± 0,6
СГХМ-1	2	*0,04*	0,022 ± 0,009	0,029 ± 0,015	0,030 ± 0,009	*0,5*	0,66 ± 0,29	0,96 ± 0,28	0,89 ± 0,15
ГСО 8634-2004	2	6,4 ± 0,7	> 10	11 ± 2	6,2 ± 0,3	17 ± 1	18 ± 2	14 ± 3	17 ± 3
Методика 2		C_{Pt}, г/т				C_{Pd}, г/т			
Ж-3	5	1,16 ± 0,11	3,6 ± 1,1	1,3 ± 0,3	0,16 ± 0,09	5,64 ± 0,3	3,6 ± 0,5	7,1 ± 0,2	13 ± 2
РП-1	10	1,22 ± 0,12	12 ± 3	1,4 ± 0,03	0,44 ± 0,18	6,0 ± 0,4	12 ± 2	6,5 ± 0,5	9,5 ± 1,5
КМ-1	3	8,58 ± 0,35	> 10	8,5 ± 1,3	1,6 ± 0,4	37,6 ± 4,2	18,5 ± 2,5	41,1 ± 5,9	14,3 ± 2,2
КЧС-50	5	1,1 ± 0,2	0,34 ± 0,10	1,3 ± 0,2	< 0,03	1,1 ± 0,2	1,2 ± 0,2	1,2 ± 0,2	0,27 ± 0,08

Примечание: $C_{ат.}$ – аттестованное или рекомендованное содержание в стандартном образце; прочерк ("–") – нет данных

1. Русанов А.К. Основы количественного спектрально анализа руд и минералов. М.: Недра. 1978. 400 с.
2. Danzer K., van Staden J.F., and Burns D.T. Concepts and applications of the term "dimensionality" in analytical chemistry // Pure Appl. Chem., 2002. Vol. 74. № 8. P. 1479-1487.
3. Райхбаум Я.Д. Физические основы спектрального анализа. М.: Наука. 1980. 159 с.
4. Шабанова Е.В., Васильева И.Е., Бусько А.Е., Кунаев А.Б. Оценка размера частиц золота и серебра в геологических образцах с использованием сцинтилляционного атомно-эмиссионного анализа с высоким временным разрешением // Аналитика и контроль, 2010, Т. 14, № 4. С. 186-200.
5. Шабанова Е.В., Бусько А.Е, Васильева И.Е. Дуговой сцинтилляционный атомно-эмиссионный анализ порошковых проб при использовании МАЭС с высоким временным разрешением // Заводская лаборатория. Диагностика материалов, 2012, Т. 78, № 1-II. С. 24-33.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЕРТОВО КОРЫТО (ПАТОМСКОЕ НАГОРЬЕ)

Е.А. Вагина

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия,

VEA1986@mail.ru

ВВЕДЕНИЕ

Месторождение Чертово Корыто расположено в 100 км к северу от месторождения Сухой Лог в бассейне р. Большой Патом. Относится к мезотермальным месторождениям, локализованным в черносланцевом субстрате, генезис которых является предметом дискуссий. Представляет собой мощную (до 150 м) рудную залежь, образованную в раннепротерозойской углеродистой толще терригенных сланцев михайловской свиты и сложенную гидротермально-измененными сланцами и метасоматитами березит-пропилитовой формации с жильно-прожилково-вкрапленной сульфидно-кварцевой минерализацией. Подробно геологическое строение месторождения описано в [7, 8].

В сообщении приведены результаты минералогических, изотопных и термобарогеохимических исследований руд. Минеральные комплексы выделялись на основании текстурно-структурного анализа пород и руд, диагностики генераций сульфидов, кварца и карбонатов по их типоморфным свойствам. Реконструкция физико-химических и термодинамических режимов рудообразования выполнена в результате изучения флюидных включений в кварце и карбонатах минеральных комплексов. Исследование флюидных включений выполнено автором в институте геологии и минералогии СО РАН г. Новосибирск (консультанты - Н.А. Гибшер, А.А. Боровиков, С.З. Смирнов). Анализы изотопов серы сульфидов выполнены в лаборатории АЦ Дальневосточного Отделения Российской академии наук (г. Владивосток), аналитик Т.А. Веливецкая. Изотопный состав углерода определялся в Институте геологии и минералогии Российской Академии наук г. Новосибирска (аналитики О. П. Изох и В.А. Пономарчук).

МИНЕРАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ РУД

Установлено, что минералы руд формировались в последовательности, отраженной на рис. 1. Минералы раннего комплекса формируют крупнообъемный метасоматический ореол состоящий из углеродистой (*кварц I, серицит, рутил, сульфиды, анкерит I, альбит, эпидот, хлорит, кероген*), хлоритовой (*кварц I, серицит, рутил, сульфиды, анкерит I, альбит, эпидот, хлорит*), альбитовой (*кварц I, серицит, рутил, сульфиды, анкерит I, альбит*) и березитовой (*кварц I, серицит, рутил, анкерит*) зон.

Хлорит и серицит образуют чешуйчатые агрегаты, вытянутые по сланцеватости. Альбит и эпидот (редок) замещают плагиоклазы в тыловых зонах. Метасоматического кварца I мало – в основном он образует микролинзы с вкраплением сульфидов или пламеневидные формы вокруг последних. Метасоматический анкерит I в тыловых зонах образует метакристаллы в форме ромбоэдров, а в углеродистой зоне отмечается в виде небольших глазков и линзочек. Ильменит представлен изометричными зернами, ориентированными по сланцеватости, размером 0,02…0,05 мм. Минерал часто замещен поздним рутилом, который развивается псевдоморфно по табличкам ильменита, образуя скелетные формы. Пирит I встречается в углеродистой зоне в виде пылевидной вкрапленности или микропрожилков, ориентированных по сланцеватости. Ему свойственен дырочный тип проводимости (46…64 мВ) [4] и среднее значение микротвердости – 1500 кгс/мм^2 [2]. Пирротин I образует штриховые выделения, параллельные сланцева-

тости в углеродистой зоне, по периферийной части которых часто развит халькопирит I. Минералы комплекса формировались в интервале температур 400…450°С из слабосоленых хлоридных растворов, содержащих небольшое количество CO_2.

Второй минеральный комплекс представлен кварцем II, пиритом II, арсенопиритом I, пирротином II, халькопиритом II, сфалеритом I и анкеритом II. Пирит II развит в толще пород в виде цепочечных скоплений кристаллов размером от 0,02 до 1 см приуроченных к кварц-карбонатным прожилкам. Ему свойственен, как и пириту I, дырочный тип проводимости с абсолютными значениями от 49 до 58 мВ [4]. Параметр микротвердости немного выше, чем у пирита I и составляет 1580 кгс/мм^2 [2]. В виде механической примеси установлено самородное золото I. Его содержание изменяется в пределах 1,1…4,8 г/т. Арсенопирит I развит в углеродистой зоне метасоматического ореола в виде метакристаллов коротко-призматической, реже удлиненно-призматической формы. В минерале обнаружена изоморфная примесь Co и Ni, наличие которой обуславливает электронный тип проводимости (34…-45 мВ) [4]. Микротвердость минерала изменяется в интервале 1066…1268 кгс/мм^2 [2]. С арсенопиритом I установлено самородное золото I, представленное механической примесью частиц, размером от 0,08 до 0,5 мм. Его содержание изменяется в пределах 1,2…8,0 г/т (среднее 6,3 г/т). По данным рентгеноспектрального анализа золото I содержит только Ag и является наиболее высокопробным (886,55…922,9 ‰). Пирротин II представлен плотными гнездовыми скоплениями в кварц-карбонатных прожилках и является более поздним минералом по отношению к пириту II и арсенопириту I, так как цементирует их. С пирротином II в ассоциации отмечается сфалерит I и халькопирит II, развивающиеся по периферийной части зернистых агрегатов пирротина II без признаков коррозии. Из редких минералов в ассоциации с пирротином II обнаружен ульманит (NiSbS). В ходе формирования минерального комплекса происходило неоднократное отложение кварца II, сопровождающееся дроблением, кристаллизацией и перекристаллизацией. Самым поздним минералом является анкерит II, кристаллизующийся в пустотах в виде ромбовидных кристаллов. Второй комплекс образовался при температурах 420…380°С. Кристаллизация минералов осуществлялась из существенно хлоридных растворов средней солености (10…15% экв. NaCl), содержащих CO_2 не более 10 мол. %.

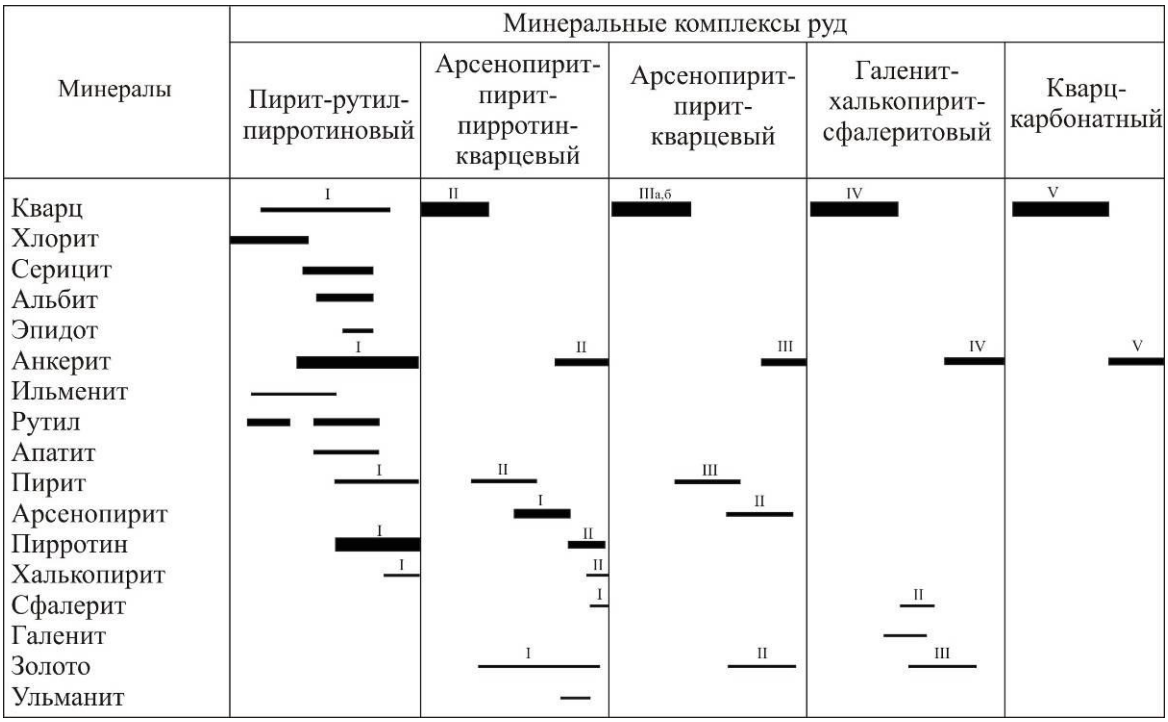


Рис. 1. Схема последовательности минералообразования в месторождении Чертово Корыто

Продукты третьего минерального комплекса локализованы в центральной части рудного тела в относительно мощных кварц-карбонатных жилах и представлены кварцем III, пиритом III, арсенопиритом II, золотом II и карбонатом III. Кварц III, слагающий жилы, имеет не одно зарождение, что отражено в различных цветовых и морфологических характеристиках. Наиболее ранним был черный кварц $III_а$, имеющий крупнокристаллическое строение с блочным типом погасания. В ассоциации с кварцем $III_а$,

отмечается более поздний светло-серый кварц III_6, имеющий мелкозернистое строение. Пирит III встречается редко и образует кристаллические агрегаты в кварце III. Для него характерны разнообразие морфологических форм кристаллов и смешанный типа проводимости с изменяющимися значениями термоЭДС от +25 до +67 мВ для дырочного типа и от –60 до –67 мВ для электронного [4]. По данным атомно-эмиссионного анализа в пирите III отмечено повышенное содержание Co и Ni (Co – 150,0…205,0; Ni – 370,7…514,6 г/т). Электронный тип проводимости, у пирита III, дает основание полагать, что Co и Ni входят в кристаллическую решетку минерала. Подтверждением этого служит пониженная микротвердость (до 1400 кгс/мм^2) в сравнении с пиритом I и II [2]. Арсенопирит II образует кристаллические скопления или крупные выделения кристаллов короткопризматического габитуса в кварцевых жилах и прожилках с характерной катакластической структурой. Присутствие Co и Ni в виде изоморфных примесей обуславливает электронный тип проводимости с изменяющимися значениями -47…-40 мВ [5]. Микротвердость минерала изменяется в пределах 931…983 кгс/мм^2 [2], что отличает арсенопирит I от II. В ассоциации с сульфидом обнаружено золото II, имеющее более низкую пробность (874,0…907,15‰) в сравнении с золотом I, и также содержащее примесь Ag. Анкерит III заполняет пустоты в кварцевых жилах, образуя крупные гнездовые выделения.

Четвертая минеральный комплекс пространственно совмещен с третьим. Основными минералами являются кварц IV, галенит, сфалерит II, пирротин III, халькопирит III, золото III и карбонат IV. Кварц IV, в отличие от предыдущих генераций светло-серый, прозрачный, сливной. Характеризуется волнистым погасанием и имеет массивное, однородное сложение. В ассоциации с ним встречается галенит в виде гнездовых обособлений, размером до 2 см. В кристаллическую решетку галенита входят Ag – 0,2…0,37 вес. % и Bi – 0,28…0,68 вес. %. Сфалерит II, как и галенит, отмечается в виде гнезд размером до 2 см и образовался, вероятно, чуть раньше последнего. В качестве изоморфных примесей в нем диагностированы Fe – 6,92…7,23 вес. % и Cd – 2,99…3,26 вес. %. В виде механической примеси с сульфидами связано самородное золото III. Оно наиболее низкопробное на месторождении (786,0…790,3‰). Пирротин III образует обособленные от других сульфидов, рассматриваемой ассоциации гнездовые выделения. В качестве примесей в нем диагностированы Cu (0,03%) и Ni (0,02…0,11%), содержание которых значительно ниже, чем в пирротине I и II генераций. В ассоциации с пирротином присутствует халькопирит III, развитый по его периферийной части. Анкерит IV заполняет пустоты в кварцевых жилах и часто ассоциируется с галенитом и пирротином III. Третий и четвертый минеральные комплексы формировались при температурах 390…200^{o}C и 210…120^{o}C соответственно, из гетерогенных растворов содержащих CO_2 и CH_4. По данным КР количество CO_2 и CH_4 в существенно газовых включениях изменяется в интервалах 20…95 мол % и 4…100 моль. % соответственно. В некоторых включениях отмечен азот (до 28 мол. %). Флюиды имели повышенную соленость до 20% экв. NaCl. По температуре эвтектики (-35…-22^{o}C) установлено, что в составе растворимых солей, преобладали хлориды Na, Mg, K.

Процесс рудообразования на месторождении завершается возникновением кварц-карбонатного минерального комплекса, представленным маломощными прожилками, секущими ранние образования. Комплекс состоит из кварца V и карбоната V. Кристаллизация минералов осуществлялась из слабоконцентрированных водных растворов (6…9% экв. NaCl) при температурах не выше 130^{o}C.

ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ S И C

Изотопные отношения серы сульфидов месторождения изменяются в пределах -3,8…+4,7‰, что соответствует представлению о мантийном ее происхождении. Наиболее ранним (пирит I) и более поздним (галенит) сульфидам свойственны значения изотопов серы +4,7‰ и +1,8‰, +2,5‰ соответственно. Это показывает однородность источника серы в процессе рудообразования, начиная с раннего комплекса и кончая поздними выделениями сульфидов в кварцевых жилах [3].

Изотопные отношения углерода керогена составляют -26,2 и -24,6 ‰. Утяжеленными значениями $\delta^{13}C$ характеризуется анкерит из кварцевых жил (-18,4…-17,4‰) и березитов (-18,5…-18,3‰), которые являются промежуточными между изотопными отношениями углерода керогена и глубинного углерода.

ВЫВОДЫ

Выявленные минеральные комплексы руд соответствуют пяти стадиям минералообразования. Данные не противоречат общему представлению о минералообразовании мезотермальных месторождений, локализованных в кристаллическом и сланцевом субстрате, таких как Сухой Лог, Холбинское, Ирокинда, Берикульское, Наталкинское, Мурунтау и др.

Для перечисленных объектов типична последовательная смена отложения кварца последующим отложением сульфидов и карбонатов в объеме отдельных минеральных комплексов [11]. Температурный режим формирования руд укладывается в рамки 500…400°С на ранних стадиях и 170…50°С на поздних. Основная масса золота выделяется в температурном диапазоне 280…160°С. Для продуктивных стадий свойственно отложения рудного вещества из водно-солевых растворов, различной солевой специализации (K, Na, Mg), содержащих углекислоту (до 90%), метан и от части азот. Соленость растворов имеет волнообразный характер с минимальными значениями на ранних стадиях (1-10 % экв. NaCl) и до 20…45 % экв. NaCl на продуктивных [9, 10, 12, 13, 14].

С этим выводом согласуются близкие к мантийным меткам изотопные отношения серы сульфидов, обычные в золоторудных полях, образованных в черносланцевом и кристаллическом субстрате [3, 6, 9]. Для большинства черносланцевых месторождений (Сухой Лог, Мурунтау и др.) изотопные отношения углерода карбонатов метасоматитов и жил приближены к метеоритному стандарту (0±4,5‰) [6, 1]. В анкерите месторождения Чертово Корыто изотопные отношения углерода соответствуют значениям промежуточным между изотопно легким углеродом керогена и относительно изотопно тяжелым мантийным углеродом. Изотопное утяжеление углерода доказывает факт смешения глубинного окисленного углерода с восстановленным углеродом керогена сланцев, в процессе его окисления, сопровождаемого осветление березитов.

Анализ и сопоставление результатов минералогических, изотопных и термобарогеохимических исследований показали, что формирование месторождения Чертово Корыто укладывается в общие представления о минералообразовании золоторудных месторождений в различном субстрате.

Автор выражает благодарность И.В. Кучеренко, Р.Ю. Гаврилову за просмотр рукописи и сделанные замечания, устранение которых способствовало улучшению работы.

1. Berger B.R., Drew L.J., Goldfard R.J., Snee L.W. An epoch of gold riches: the late Paleozoik in Uzbekistan, Centra Asia // Newsletter Soc. Econ. Geol., 1994. № 16. P. 7-11.
2. Вагина Е.А. Влияние микропримесей на микротвердость арсенопирита и пирита золоторудного месторождения Чертово Корыто (Патомское нагорье) // Известия томского политехнического университета, 2011, Т. 319, № 1. С. 47-52.
3. Вагина Е.А. Изотопный состав серы сульфидов руд золотого месторождения Чертово Корыто (Патомское нагорье) // Вестник Томского государственного университета, 2011, № 353. С. 11-20.
4. Вагина Е.А., Рудмин М.А. Кристалломорфология и термоэлетрические свойства пирита и арсенопирита золоторудного месторождения Чертово Корыто (Патомское нагорье) // Известия томского политехнического университета, 2010, Т. 317, № 1. С. 66-73.
5. Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А. Наталкинское золоторудное месторождение. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. 250 с.
6. Изотопный состав серы сульфидов некоторых золоторудных месторождений зоны БАМ / И.А. Загрузина, М.Н. Голубчина, Е.П. Миронюк и др. // Записки Всесоюзн. минералогич. об-ва. 1980, Ч. 109, Вып. 3. С. 290-300.
7. Кучеренко И.В. Гаврилов Р.Ю., Мартыненко В.Г., Верхозин А.В. Петролого-геохимические черты рудовмещающего метасоматического ореола золоторудного месторождения Чертово Корыто (Патомское нагорье) // Известия Томского политехнического университета, 2008, Т. 312, № 1. С. 11-20.
8. Кучеренко И.В. Гаврилов Р.Ю., Мартыненко В.Г., Верхозин А.В. Структурно-динамическая модель золоторудных месторождений образованных в несланцевом и черносланцевом субстрате. Ч. 2. Месторождения Чертово Корыто (Патомское нагорье) // Известия Томского политехнического университета, 2008, Т. 314, № 1. С. 23-38.
9. Кучеренко И.В. Магматогенное золотое оруденение в структурах допалеозойской складчатости (на примере южного обрамления Сибирской платформы): Дис. … доктора геол-мин. наук, Т.1. Томск, 1991. 243 с.
10. Лаверов Н.П., Прокофьев В.Ю., Дистлер В.В., Юдовская М.А.,Спиридонов А.М., Гребенщикова В.И., Матель Н.Л. Новые данные об условиях рудоотложения и составе рудообразующих флюидов золото-платинового месторождения Сухой Лог // Геохимия, 2000, Т. 371, № 1. С. 88-92.
11. Петровская Н.В. Минеральные ассоциации в золоторудных месторождениях Советского союза // Геология, закономерности размещения и методы изучения месторождений золота. Труды ЦНИГРИ, 1967, Вып. 76. С. 78-111.
12. Прокофьев В.Ю., Гребенщикова В.И., Коваленкер В.А., Жукова Т.Б., Самсонова Е.А. Условия формирования пород, руд и состав рудообразующих флюидов Зун-Холбинского золоторудного месторождения с платиновой минерализацией (Бурятия, Россия) // Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов: Матер. Всеросс. Сипм. М.: ООО «Связь-Принт», 2002. С. 71-74.

13. Рослякова Н.В., Цимбалист В.Г., Шугурова Н.А. Состав рудообразующих растворов Берикульского золоторудного месторождения // Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока, 1976. С. 64-71.
14. Стружков С.Ф., Наталенко М.В, Чекваидзе В.Б. и др. Многофакторная модель золоторудного месторождения Наталка // Руды и металлы, 2006, №3. С. 34-44.

РОЛЬ ПЛАСТИЧНО-ХРУПКОГО ПЕРЕХОДА ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАСПРЕДЕЛЕНИИ ТЕПЛА И ВЕЩЕСТВА В МАГМАТОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ

Е.В. Васильева, В.И. Васильев, Н.С. Жатнуев
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, vasil@gin.bscnet.ru

Известно, что в земной коре с глубиной хрупкие деформации сменяются пластическими. С.Н. Иванов считал, что континентальная кора подвержена хрупким деформациям до глубин 6–10 км, а ниже преобладают пластические деформации [2]. При этом в пределах хрупкой коры флюид находится в открытых трещинах под гидростатическим давлением, а ниже – в изолированных полостях и порах в условиях максимального литостатического давления (рис. 1).

Внедрившийся магматический очаг относительно пластично-хрупкого перехода (ПХП) может занимать одну из трех позиций (рис. 2). Очевидно, что магматогенно-гидротермальная система (МГС) в каждом из трех случаев будет эволюционировать по трем различным сценариям.

Для изучения эволюции МГС необходимо иметь исходные *распределения тепла и вещества* в их пределах. С целью их определения авторами были разработаны три численные двумерные физико-химические модели МГС. Модельные системы представляли собой разрез земной коры протяженностью 4 км на глубину 20 км. Глубина ПХП – 8 км. Системы были разбиты на квадратные подсистемы со стороной 1 км.

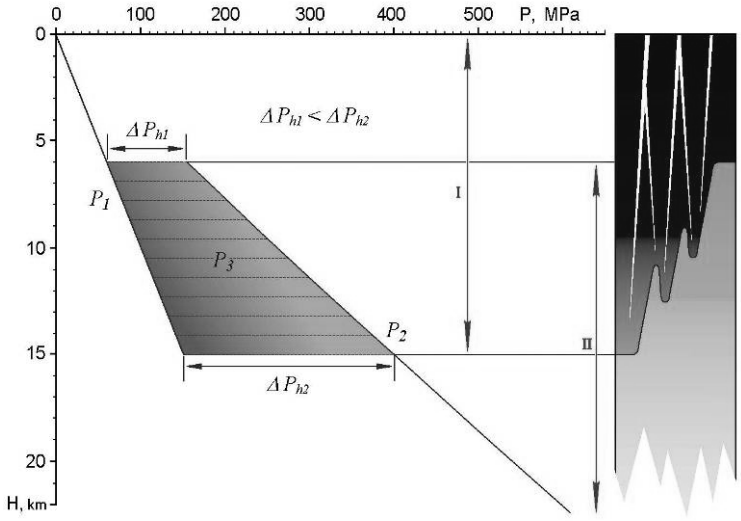


Рис. 1. Соотношение литостатического и гидростатического давления с глубиной в связи с реологией земной коры (по [3] с дополнениями). *P1* – гидростатическое давление флюида в полостях в области хрупкого состояния пород; *P2* – давление флюида в порах, равное литостатическому в области пластического состояния; *P3* – зона перехода от *P1* к *P2*, в зависимости от физических свойств вмещающих пород. На разных глубинах перехода различен и перепад давлений. I – зона открытой трещиноватости в области хрупких деформаций; II – зона закрытой трещиноватости либо полного ее отсутствия в области пластических деформаций.

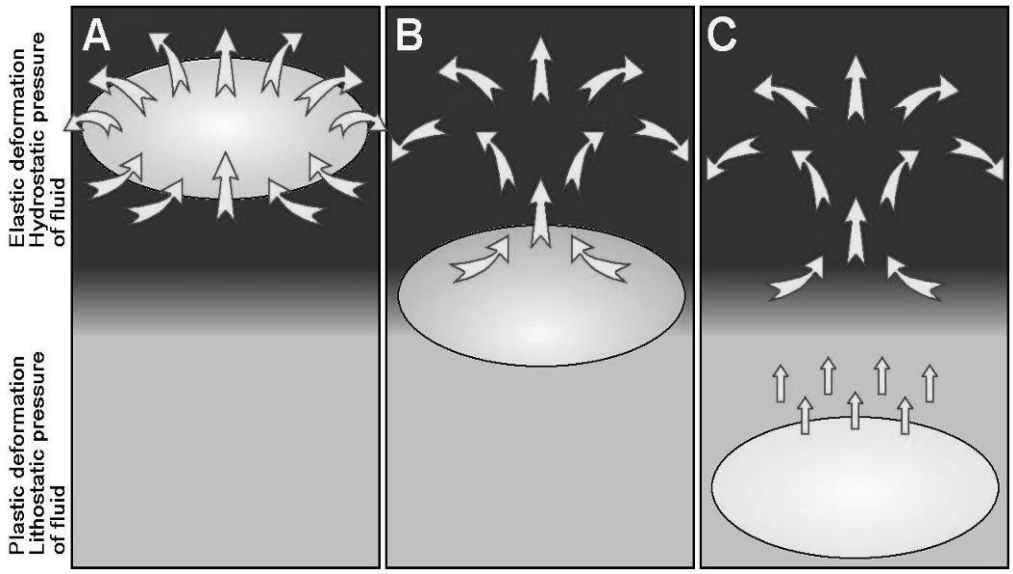


Рис. 2. Внедрение магматических очагов в разные реологические зоны земной коры и схемы развития конвективных потоков гидротерм в зависимости от положения источника тепла. A – локализация магматического очага в зоне хрупких деформаций; B – локализация магмы на границе между зонами упругих и пластических деформаций; C – локализация очага магмы в зоне пластичности пород. Большими стрелками показана конвекция растворов в зоне хрупких деформаций, маленькими – кондуктивный тепловой поток от магматического резервуара, расположенного в зоне пластичности пород.

Температура в подсистемах (рис. 3) определялась согласно методике [1] модифицированным методом Гаусса-Зейделя с фиксированными точками, каковыми являлись подсистемы уровня 20 км (600°C) и центра магматического очага (1200°C). Температуры подсистем верхней, правой и левой границ рассчитывались рекурсивно.

Давление флюида для пластичной зоны принималось литостатическим и рассчитывалось интегрированием минеральных плотностей вышележащих подсистем. В хрупкой зоне гидростатическое давление было получено интегрированием плотности флюида в вышележащих подсистемах, которая рассчитывалась как функция температуры по эмпирическим уравнениям [4]. Расчетные распределения полей давления флюида показаны на рис. 4.

Набор независимых компонентов модели отвечал системе Si–Al –Fe–Mg–Ca–Na–K–H–O–C–S–Cl–F. Термодинамическое моделирование проводилось на базе ПК «Селектор». Равновесные парагенезисы с водным раствором и газовой фазой рассчитывались методом минимизации энергии Гиббса.

Моделирование показало резкую смену минеральных парагенезисов, составов раствора и газов на геохимическом барьере ПХП. Области наибольшего содержания свободного флюида локализуются преимущественно в нижней, пластичной зоне и в зоне магматического очага в двух первых сценариях – при его внедрении в хрупкую среду, что свидетельствует о присутствии расплава (рис. 5).

Распределение компонентов твердых фаз контролируется геохимическим барьером ПХП и P-T–условиями подсистем. Минералы кремнезема в системе представлены α-кварцем, тридимитом, кристобалитом, халцедоном и аморфным кремнеземом, причем в нижней, пластичной зоне равновесен только аморфный кремнезем в небольших количествах. Остальные минералы кремнезема равновесны выше геохимического барьера ПХП.

Полевые шпаты представлены, в основном, плагиоклазами и микроклином. По равновесным содержаниям альбита и анортита можно судить о номере плагиоклазов в той или иной подсистеме. Альбит характерен для хрупкой зоны, анортит же приурочен к подсистемам магматического очага. Максимальные содержания альбита – до 44 масс. %, анортита – до 28 масс. %. Микроклин существует на глубинах 13–18 км (до 12 масс. %), и точечно – в хрупкой зоне (до 8 масс. %). В периферийных частях магматического очага равновесен гематит (до 8 масс. %), в меньших количествах он присутствует в зоне хрупких деформаций (до 2.5 масс. %). Пироксены представлены эгирином, геденбергитом, диопсидом. Эгирин равновесен в пластичной зоне (до 14 масс. %), геденбергит – на средних глубинах (до 5.4 масс. %), причем их изоконцентраты огибают магматический очаг снаружи, не пересекая его границы.

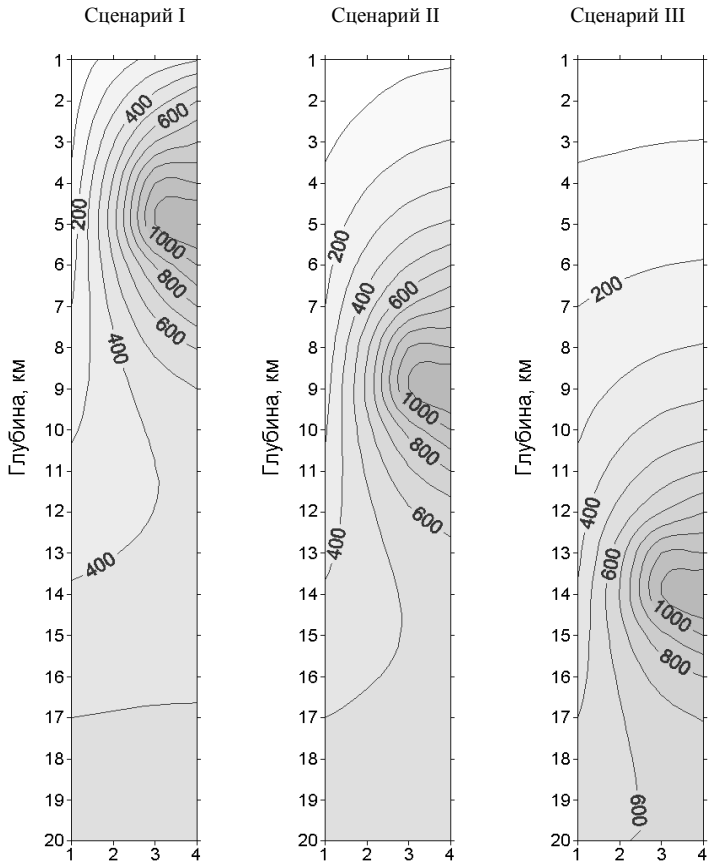


Рис. 3. Расчетное распределение температуры (°С) для трех модельных сценариев.

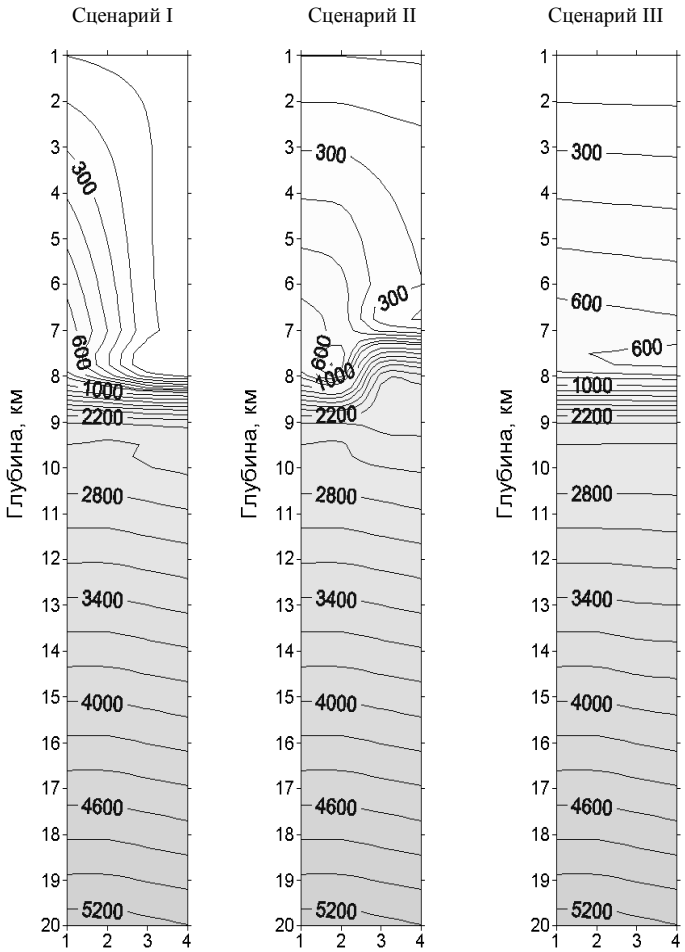


Рис. 4. Расчетное распределение давления флюида (бар) для трех модельных сценариев.

Среди амфиболов отметим антофиллит, о составе которого можно судить по содержаниям крайних членов изоморфного ряда: Fe-антофиллит – до 4 масс. % и Mg-антофиллит – до 15 масс. %. Флюорит разных модификаций характерен практически для всей системы; его распределение сложно интерпретировать. В первом сценарии он частично отсутствует непосредственно под геохимическим барьером ПХП и на глубинах 16–17 км, во втором – на глубинах 9–17 км, в третьем – в области между магматическим очагом и линией ПХП. Максимальные содержания флюорита – до 0.12 масс. %. В средне- и низкотемпературных областях зоны хрупких деформаций равновесны некоторые цеолиты, например, K-Na-мерлиноит.

Таким образом, моделирование позволило детально описать распределение температуры и давления в системах, получить равновесные минеральные парагенезисы с водным раствором и газовой фазой для каждой подсистемы трех моделей, а также определить факторы, влияющие на распределение того или иного компонента системы.

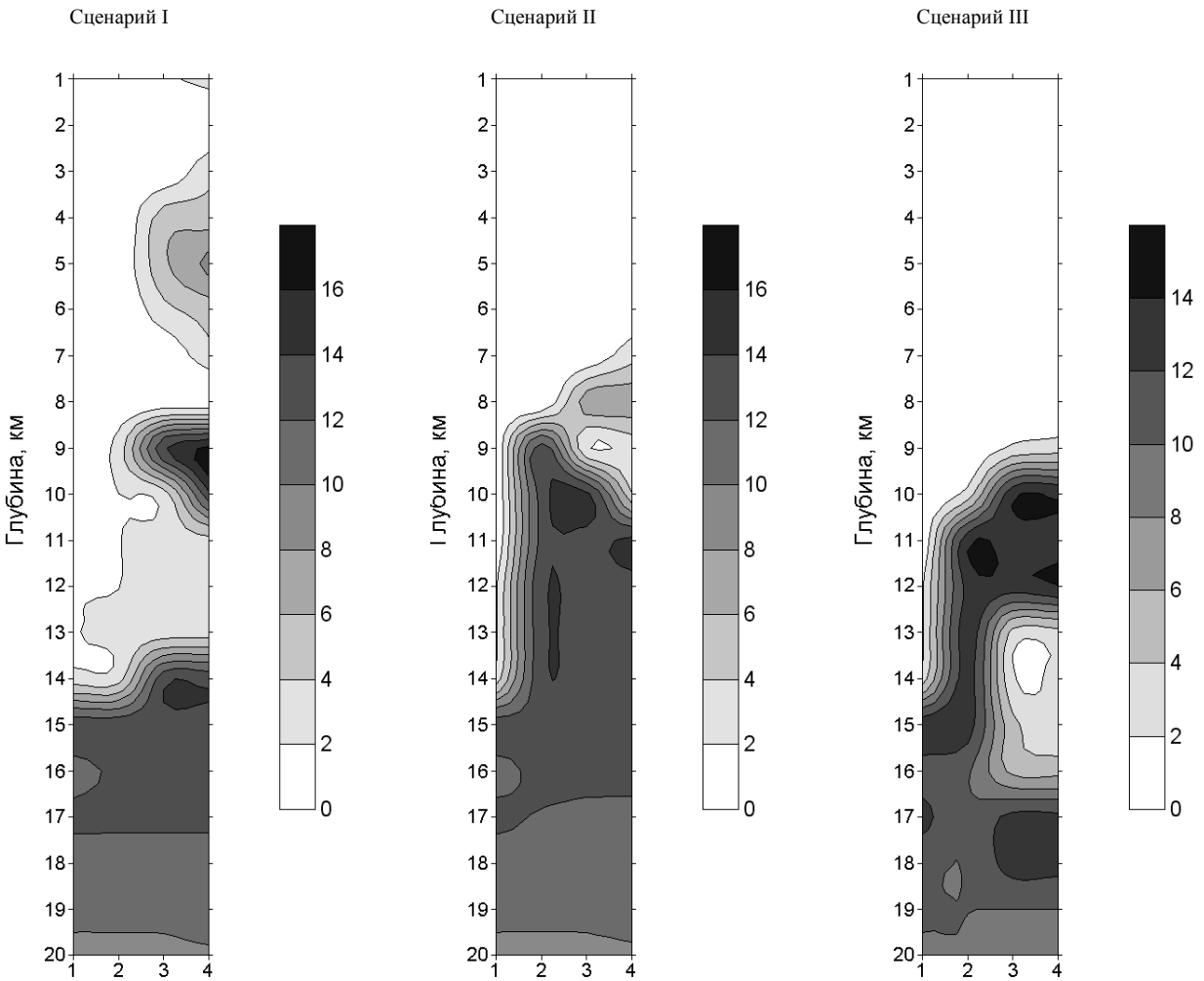


Рис. 5. Расчетные диаграммы распределения свободного флюида, масс. %.

1. Васильев В.И., Чудненко К.В., Жатнуев Н.С., Васильева Е.В. Комплексное компьютерное моделирование геологических объектов на примере разреза зоны субдукции // Геоинформатика, 2009, № 3. С. 15-30.
2. Иванов С.Н. Роль флюидов в реологической стратификации земной коры с учетом данных сверхглубокого бурения. Кольская скважина СГ-3. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УРО РАН, 2002. 152 с.
3. Киссин И.Г. Об источниках и путях миграции флюидов, участвующих в формировании электропроводящих и низкоскоростных зон земной коры // ДАН, 2001, Т.380, № 6. С. 800-804.
4. Vasiliev V.I., Zhatnuev N.S., Vasilieva E.V., Sanzhiev G.D. The viscosity of melt in magma pocket at the brittle-plastic border in the lithosphere // Large Igneous Provinces of Asia, Mantle Plumes and Metallogeny: Proceedings of International Symposium. Irkutsk: IEC SB RAS, 2011. P. 288-291.

ЧИСЛЕННАЯ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ГЕОХИМИЧЕСКОГО БАРЬЕРА ПЛАСТИЧНО-ХРУПКОГО ПЕРЕХОДА ЗЕМНОЙ КОРЫ

Е.В. Васильева, В.И. Васильев

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

Согласно теории [3], экспериментально подтвержденной нами ранее [2], через пластично-хрупкий переход (ПХП) земной коры временами происходит прорыв флюидов с резким падением давления и температуры и интенсивным минералообразованием. Очевидно, что граница пластичной и хрупкой сред, которые имеют резко различные давления флюида и петрофизические свойства пород, является принципиальным геохимическим барьером. Предлагаемая модель позволяет оценить эволюцию флюида и вмещающих пород на этом геохимическом барьере. При переходе от экспериментов к реальным значениям глубины, давления и плотностей и при учете температурных условий [1] были разработаны различные варианты эволюции заполняющего полости флюида. На их основе построены шесть модельных сценариев массопереноса для многорезервуарной термодинамической модели подъема глубинного флюида к поверхности через ПХП. Глубины ПХП приняты равными 5 км (сценарии 1–3) и 8, 6.9, 6.6 км (сценарии 4–6) при локализации магматического очага на глубине 8 км. Сценарии характеризовались различной удаленностью тренда вертикального подъема флюида от оси магматического очага и, соответственно, различным перепадом плотности и давления флюида. В сценариях 5 и 6 глубина ПХП уменьшается, следуя по солидусу расплава очага.

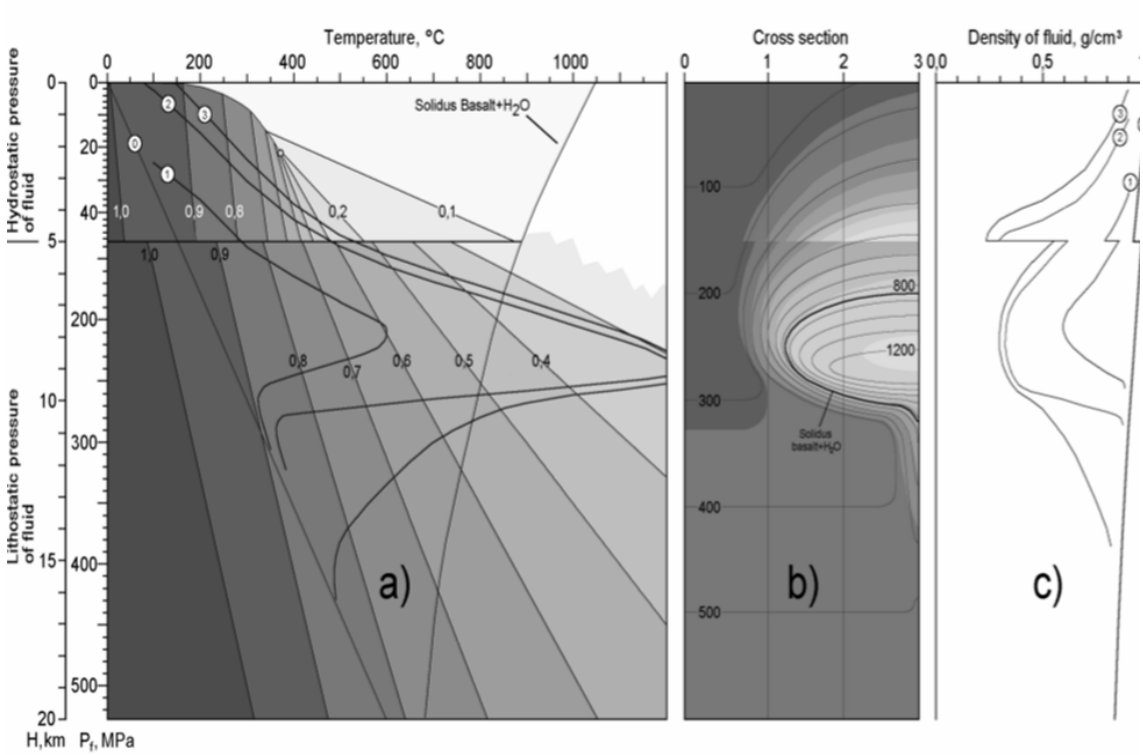


Рис. 1. Перепад плотности флюида при переходе из зоны пластических в зону хрупких деформаций при глубине ПХП 5 км (сценарии 1–3). **a)** – изолинии плотности воды в P–T координатах с учетом пластично-хрупкого перехода в породах на глубине 5 км. На диаграмму нанесена линия солидуса водосодержащей базальтовой магмы (положение изоплет воды в поле базальтового расплава такое же, как и в зоне пластических деформаций). Здесь же даны геотермы гипотетического магматического очага. **b)** – гипотетический разрез с изотермами через магматический очаг и проекции водных изоплет с диаграммы *a)* на разрез. **c)** – изменение плотности воды в разрезе по сечениям 1–3 (цифры в кружочках).

Геометрия, температуры и плотности флюида для сценариев 1–3 (глубина ПХП 5 км) показаны на диаграммах рис. 1, для сценариев 4–6 (глубина ПХП 8 км) – на диаграммах рис. 2.

В зоне пластических деформаций флюид, находящийся под литостатическим давлением, последовательно поднимался до границы ПХП. В зоне хрупких деформаций последовательный проточный реактор усложнялся привносом метеорных вод из открытых трещин под гидростатическим давлением. На-

бор независимых компонентов модели отвечал системе Si–Al–Fe–Mg–Ca–Na–K–H–O–C–Cl–S. Составы резервуаров рассчитывались как справочные андезитобазальтовые. Состав исходного флюида был принят аналогичным составу глубинных термальных вод о. Кунашир по [4]. Состав метеорных вод был усреднен из данных по составам морской воды со средней соленостью 35‰. Термодинамическое моделирование проводилось на базе ПК «Селектор». При расчетах использовался метод последовательного проточного реактора для группы подвижных фаз «раствор + газ». Равновесия в резервуарах рассчитывались методом минимизации энергии Гиббса.

Главным результатом моделирования, несомненно, явилось подтверждение геохимического барьера ПХП и определение форм осаждения вещества флюида. На рис. 3 и 4 показаны соответственно расчетные изменения масс свободного флюида и фазы водного раствора в зависимости от глубины.

Наибольшее падение концентраций характерно для растворенных форм HCl, SiO_2, SO_2, H_2S, CO_2, NaOH, CO, KCl и $NaHSiO_3$. Приблизительно на одном уровне остаются концентрации O_2, SO_3^{2-}, $MgCl^+$ и HCO_3^-. Концентрации в растворе FeO_2^-, $FeOH^{2+}$, $FeCl_2$ и SO_4^{2-} на геохимическом барьере ПХП, напротив, возрастают.

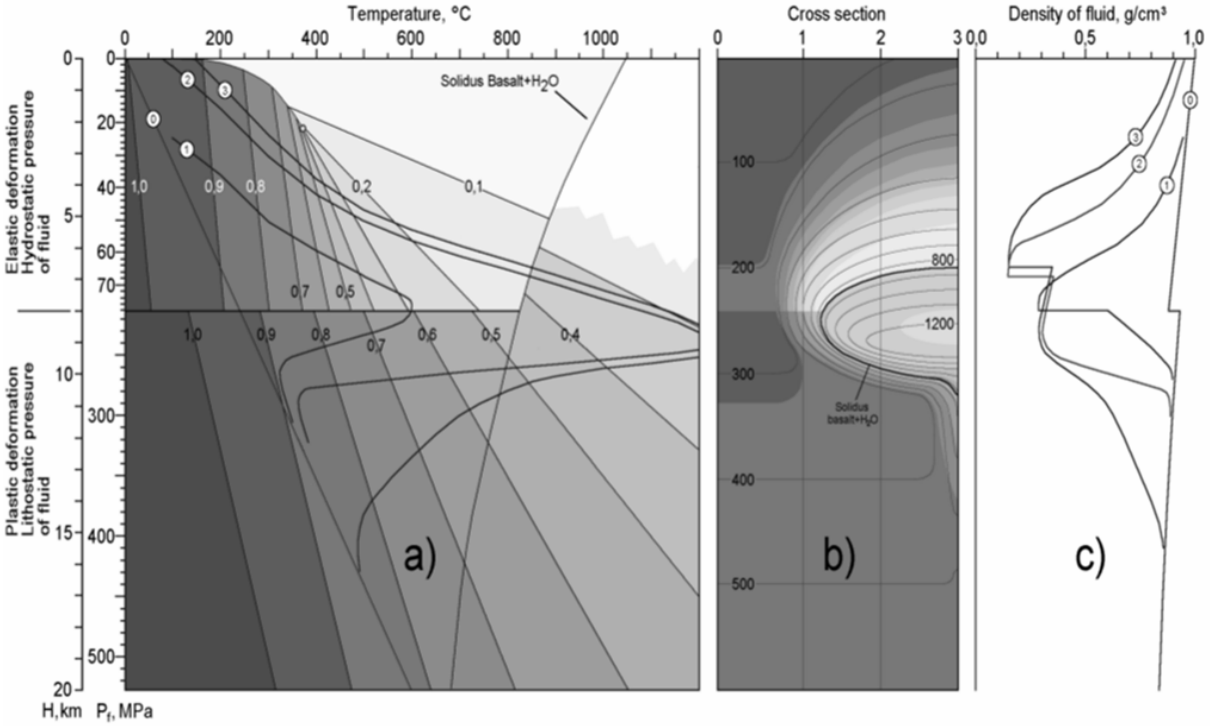


Рис. 2. Перепад плотности флюида при переходе из зоны пластических в зону хрупких деформаций при глубине ПХП 8 км (сценарии 4–6 соответствуют сечениям 1–3 на фрагменте **c**). В сценариях 5 и 6 (сечения 2 и 3) глубина ПХП уменьшается, следуя по солидусу расплава очага. Условные обозначения см. на рис. 1.

Содержание минералов во вмещающей породе при прохождении флюида через геохимический барьер ПХП также изменяется. Во всех сценариях отлагаются α-кварц, кристобалит, халцедон или тридимит. Первый сценарий характеризуется интенсивным гидротермальным изменением пород в зоне ПХП. Появляются Fe-хлорит, пектолит и гейландит; исчезает альбит и гематит. Во втором и третьем сценариях интенсивно отлагаются цеолиты, например, K-Na-мерлиноит; ставролит и пектолит растворяются, магнетит сменяется гематитом. Четвертый сценарий на геохимическом барьере качественно повторяет первый, отличаясь интенсивностью и исчезновением диопсида, а в пятом и шестом сценариях, при качественном сходстве со вторым и третьим, содержание диопсида изменяется мало (на 2–3%).

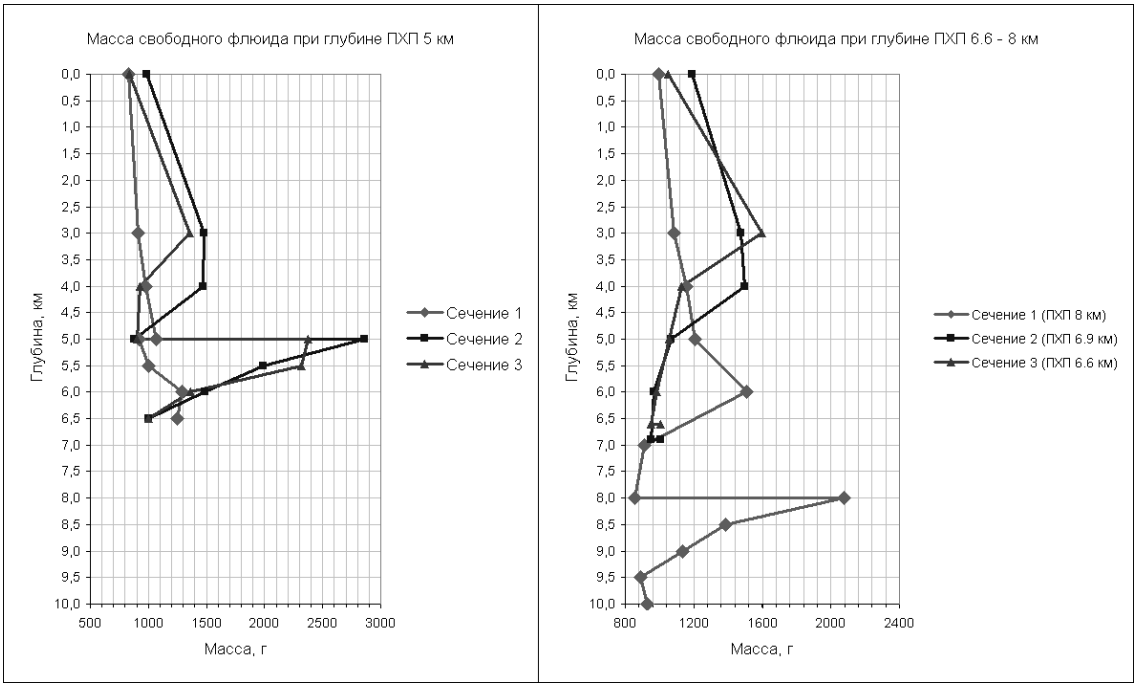


Рис. 3. Расчетное изменение массы свободного флюида по глубине.

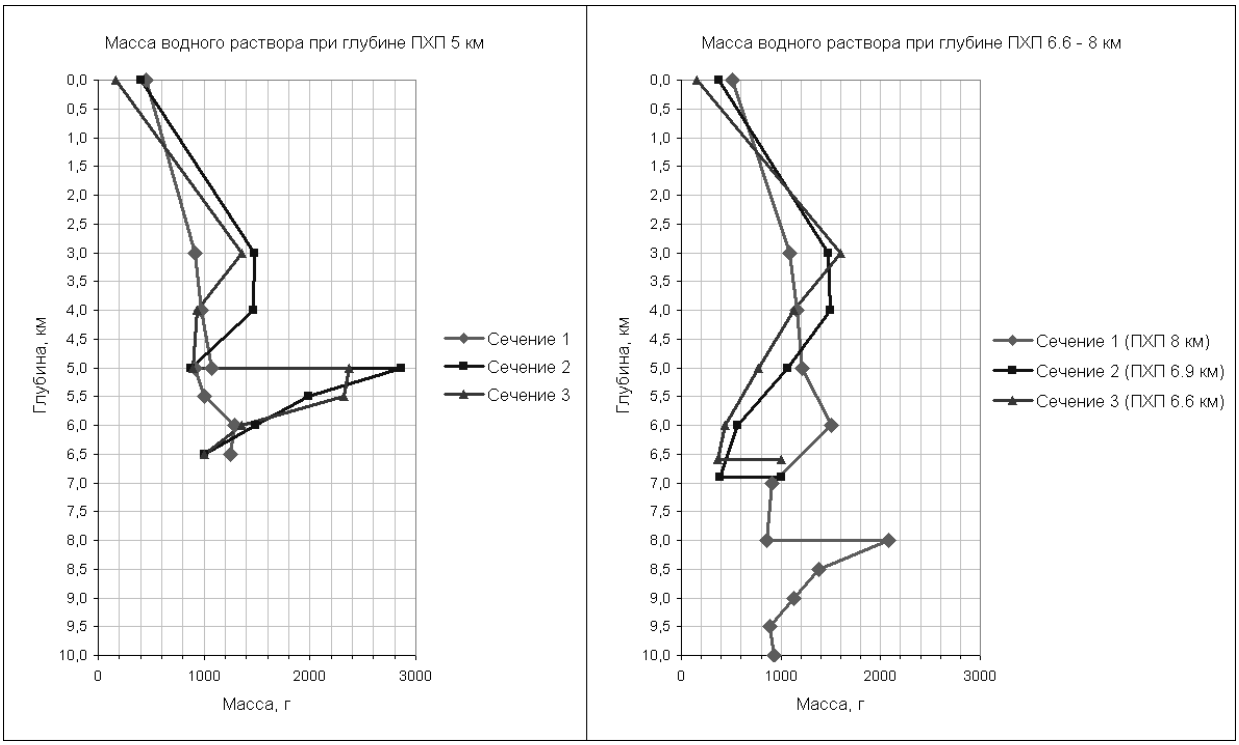


Рис. 4. Расчетное изменение массы фазы водного раствора флюида по глубине.

Таким образом, переход от литостатического к гидростатическому давлению, при прорыве флюида из зоны пластичности в зону хрупкости, приводит к адиабатическому расширению со значительным охлаждением и осаждением растворенного вещества.

Поэтому зона перехода пород из пластичного состояния к хрупкому отличается интенсивным вторичным минералообразованием (в первую очередь, окремнением пород и залечиванием пустот, пор и трещин тридимитом, кристобалитом, опалом, халцедоном и кварцем). При таком сбросе флюида из трещин происходит резкое снижение его плотности. Перепад плотности флюида меняется в зависимости от глубины ПХП.

1. Васильева Е.В. Геохимия магматогенно-гидротермальных систем на границе пластично-хрупкого перехода в земной коре (физико-химические модели) / Автореферат канд. дисс. Иркутск: ИГХ СО РАН, 2012. 24 с.

2. Васильева Е.В., Васильев В.И., Жатнуев Н.С. Миграция флюидозаполненных трещин в литосфере по результатам тектонофизического моделирования // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Выпуск 6. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. С. 54-56.
3. Жатнуев Н.С. Трещинные флюидные системы в зоне пластических деформаций // Доклады РАН, 2005, Т. 404, № 3. С. 380-384.
4. Справочник по геохимии. Г.В. Войткевич и др. М.: Недра, 1990. 480 с.

ЧИСЛЕННАЯ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РУДООБРАЗУЮЩЕЙ МАГМАТОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

Е.В. Васильева, В.И. Васильев
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, vasil@gin.bscnet.ru

Будем понимать под магматогенно-гидротермальной системой (МГС) физико-химическую систему горных пород с циркулирующим в них флюидом, в которой под воздействием тепла магматического очага, привноса глубинных и метеорных флюидов происходят процессы тепломассопереноса, минерало- и рудообразования.

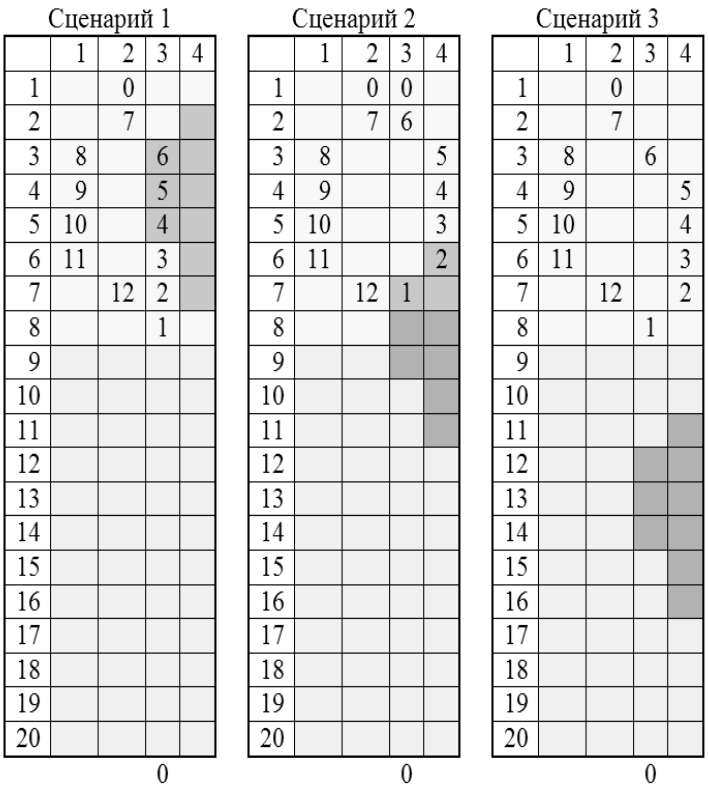


Рис. 1. Схемы сценариев модели. Глубина ПХП – 8 км. Темным цветом выделены подсистемы магматического очага. Цифрами в сетке даны номера резервуаров. Нулевые значения – внешняя среда. Глубинный флюид (0 внизу) попадает в первый резервуар (1) по механизму, предложенному в [3], дальше развивается сценарий проточного реактора, то есть перемещение группы подвижных фаз из резервуара в резервуар (1–12). Массообмен с поверхностью происходит в первом и третьем сценариях через седьмой резервуар (внешняя среда 0), во втором сценарии – через шестой и седьмой резервуары. Конвективные ячеи сценариев расположены в хрупкой зоне, в первом и втором сценариях они захватывают трещиноватые части магматических очагов.

Усложним обстановку учетом пластично-хрупкого перехода (ПХП), выше которого флюид в открытых трещинах находится под гидростатическим давлением, ниже – в закрытых полостях под литостатическим давлением. Конвективная ячея МГС, возбуждаемая теплом магматического очага, в этом случае эволюционирует в верхней, хрупкой зоне. Путем свободного просачивания в верхнюю часть конвективной ячеи попадают поверхностные воды, глубинное вещество поступает в нижнюю часть из пла-

стичной зоны через ПХП по механизму, предложенному в [3] и экспериментально подтвержденному нами в [2].

Магматический очаг относительно ПХП, очевидно, может занимать три позиции: выше, ниже и непосредственно на ПХП. Внедрение магмы в область хрупкости пород ведет к смешению ювенильного и метеорного вещества при промывании быстро остывающего очага гидротермальными растворами. При локализации очага в области пластично-хрупкого перехода имеет место быстрое остывание апикальной части массива и частичное смешение ювенильного и метеорного материала. Если же очаг локализуется в области пластичности, загрязнение массива метеорным веществом практически исключается, а в области хрупкости формируются низкотемпературная МГС с метеорным составом растворов.

Методика моделирования была описана нами ранее [1]. Геометрический анализ трех сценариев эволюции МГС позволил сформировать три модельные системы (рис. 1), каждая из которых разбита на подсистемы 1 ? 1 км (20 в глубину и 4 в ширину).Температуры и давления подсистем рассчитывались согласно методике [1]. Набор независимых компонентов модели включал породообразующие элементы Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, H, O, C, S, Cl, F и рудные Cu, Zn, Pb, Sn. Исходный химический состав подсистем соответствовал справочному базальту с кларковыми содержаниями рудных элементов. Исходный состав глубинного флюида рассчитывался из термодинамического равновесия чистой воды со справочным составом пиролита при 774°С и 31 кбар, что соответствует условиям дегидратации субдуцирующей океанической плиты на глубинах 90–100 км [1]. Принимается, что вещество флюида не взаимодействует с подсистемами пластичной зоны, что вполне вероятно при его быстром подъеме по механизму, предложенному в [3].

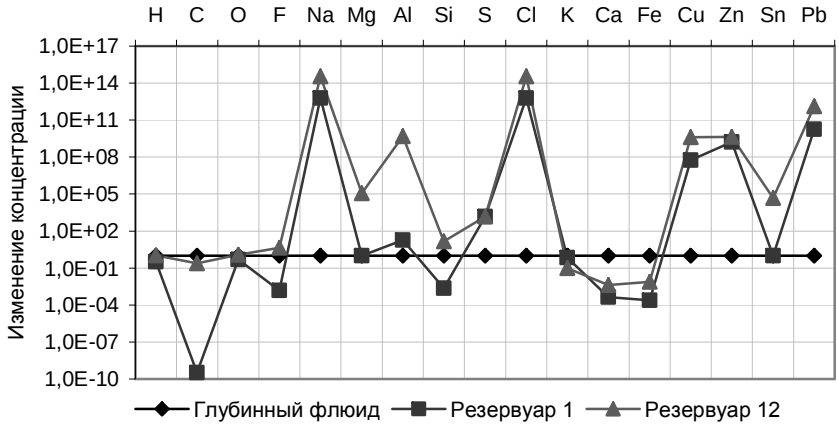


Рис. 2. Изменение концентрации независимых компонентов фазы водного раствора в первом и последнем резервуарах конвективной ячеи МГС *по первому сценарию* относительно глубинного флюида, мг/кг H_2O.

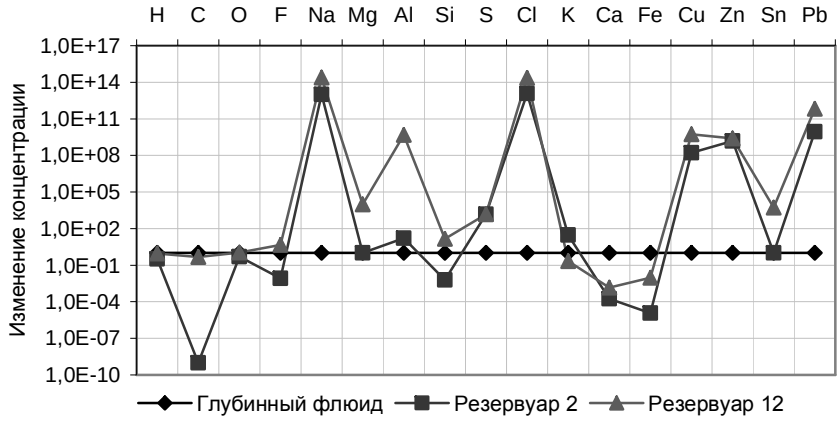


Рис. 3. Изменение концентрации независимых компонентов фазы водного раствора в первом и последнем резервуарах конвективной ячеи МГС *по второму сценарию* относительно глубинного флюида, мг/кг H_2O.

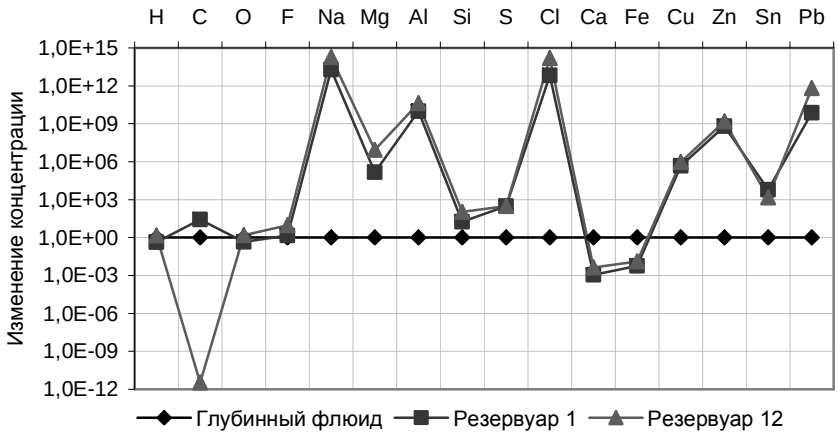


Рис. 4. Изменение концентрации независимых компонентов фазы водного раствора в первом и последнем резервуарах конвективной ячеи МГС *по третьему сценарию* относительно глубинного флюида, мг/кг H_2O.

Физико-химическое моделирование проводилось методом проточного реактора на ПК «Селектор» при котором модельные подсистемы рассматривались как физико-химические резервуары. Термодинамические равновесия в 12-ти модельных резервуарах рассчитывались методом минимизации свободной энергии Гиббса. При наличии у резервуара внешней среды (поверхностные или глубинные подвижные фазы) сначала рассчитывалось равновесие между внешней средой и резервуаром, а затем в него переносилась группа подвижных фаз из предыдущего резервуара согласно сценариям (см. рис. 1).

После установления стационарного распределения вещества в конвективной ячее МГС расчет показал возможность равновесного существования в резервуарах первого сценария 48 минералов, 10 компонентов газовой фазы и 68 компонентов водного раствора. В резервуарах второго сценария расчет выявил 36 минералов, 5 компонентов газовой фазы и 71 компонент водного раствора. В резервуарах третьего сценария определились 27 минералов и 63 компонента водного раствора (газовая фаза отсутствует). Для компонентов были построены диаграммы изменения содержаний в зависимости от глубины и P-T–условий.

Поведение флюида в резервуарах описывается в виде диаграмм изменения содержания в нем независимых компонентов для первого и двенадцатого резервуаров каждого сценария относительно исходного флюида. Для первого и второго сценариев – это изменение составов фазы водного раствора и газовой фазы, для третьего – только фазы водного раствора, так как газовая фаза в его резервуарах отсутствует. Последний результат можно объяснить относительно малыми температурами в зоне хрупких деформаций третьего сценария (66–291°C) при давлениях 195–724 бар. Заметим, что фазовый анализ (раствор/газ) в нашем случае очень сложен вследствие многокомпонентной модели, кривая кипения флюида переменного в зависимости от P-T–условий состава может быть проверена только экспериментально, что выходит за рамки нашей работы. На рис. 2, 3 и 4 показаны соответственно диаграммы изменения составов водного раствора для 1–3 сценариев.

Расчет показал неравномерное распределение концентрации рудных элементов по резервуарам конвективной ячеи МГС. Концентрации меди в резервуарах уменьшаются в восходящей ветви и увеличиваются в нисходящей ветви во втором и третьем сценариях, первый сценарий характеризуется приповерхностным пиком (рис. 5). Цинк, в принципе, повторяет поведение меди – с некоторым разбросом в восходящей ветви и двумя пиками в нисходящей ветви первого сценария (рис. 6). Свинец характеризуется минимальными концентрациями в восходящей ветви первого сценария и ровным поведением во втором и третьем сценариях (рис. 7). Максимальные концентрации олова в первом сценарии приурочены к резервуарам с седьмого по девятый, во втором сценарии – к восходящей ветви, а в третьем – к подножию конвективной ячеи (рис. 8). Достаточно резкое отличие первого сценария в распределении рудных компонентов объясняется пространственным совмещением конвективной ячеи системы с субвулканическим очагом.

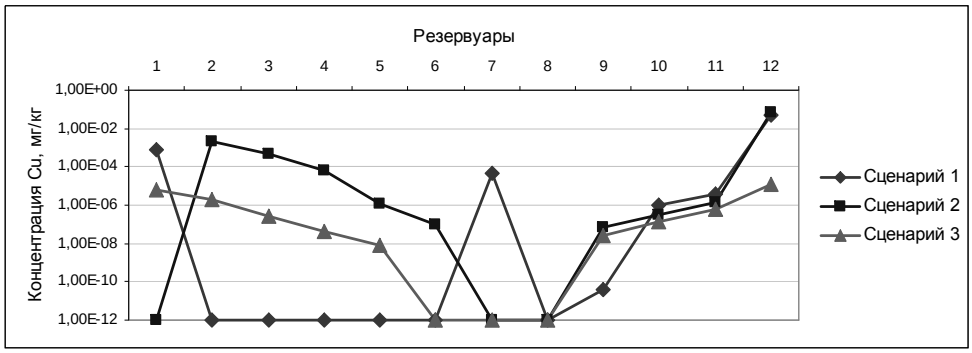


Рис. 5. Расчетное порезервуарное распределение Cu.

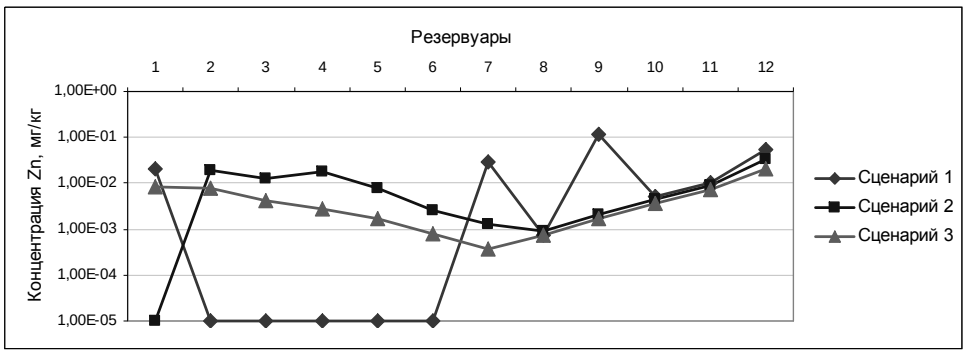


Рис. 6. Расчетное порезервуарное распределение Zn.

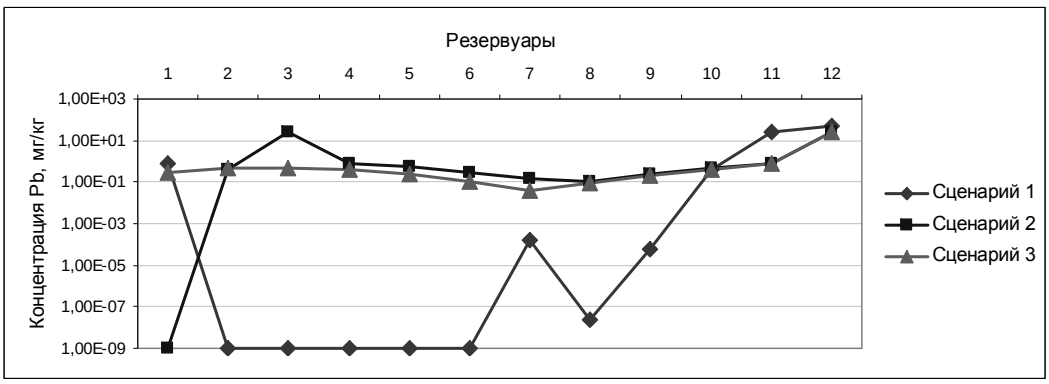


Рис. 7. Расчетное порезервуарное распределение Pb.

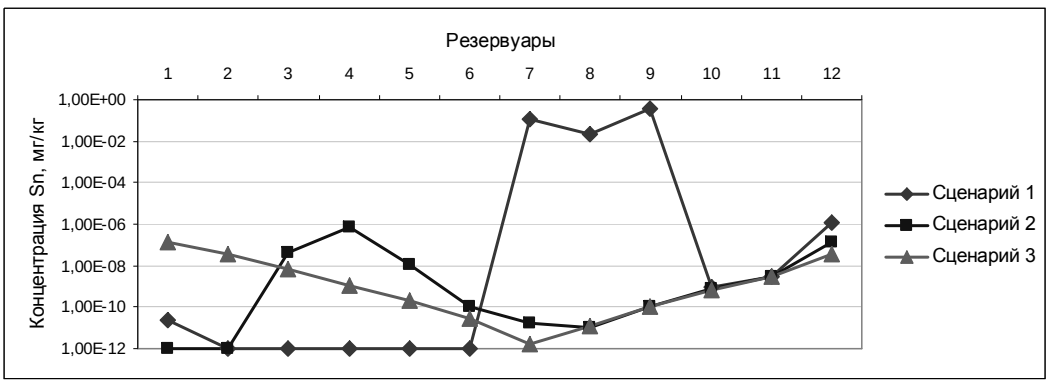


Рис. 8. Расчетное порезервуарное распределение Sn.

1. Васильев В.И., Чудненко К.В., Жатнуев Н.С., Васильева Е.В. Комплексное компьютерное моделирование геологических объектов на примере разреза зоны субдукции // Геоинформатика, 2009, № 3. С. 15-30.
2. Васильева Е.В., Васильев В.И., Санжиев Г.Д. Процесс миграции флюидозаполненных трещин в литосфере по результатам тектонофизического моделирования // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-

Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы всероссийского совещания. Вып. 8. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. Т. 1. С. 46-47.
3. Жатнуев Н.С. Трещинные флюидные системы в зоне пластических деформаций // Доклады РАН, 2005, Т. 404, № 3. С. 380-384.

БЛАГОРОДНО- И РЕДКОМЕТАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ПРЕДЕЛАХ КОДАРОУДОКАНСКОЙ ЗОНЫ И ЕГО ВОЗМОЖНАЯ СВЯЗЬ С НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИМИ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫМИ ТОЛЩАМИ

М.Г. Волкова, А.Е. Будяк, Н.Н. Брюханова
Институт геохимии СО РАН им. А.П. Виноградова, Иркутск, Россия, budyak@igc.irk.ru

В пределах Байкальской горной области и Кодаро-Удоканской СФЗ (структурно-формационной зоны) выделяется несколько углеродистых толщ раннепротерозойского возраста, которые, являются единой углеродисто-терригенной формацией, возникшей, скорее всего, в условиях эпикратонного рифтогенного морского бассейна (рис. 1). На Тонодском поднятии они представлены албазинской и михайловской свитами, на Нечерском – чуйской толщей и ходоканской свитой, а в Кодаро-Удоканской СФЗ - отложениями кодарской подсерии (боруряхская, веселинская, икабийская, аянская и, возможно инырская (чинейская подсерия) свиты). Все они выделяются нами как кевактинская углеродисто-терригенной формация.

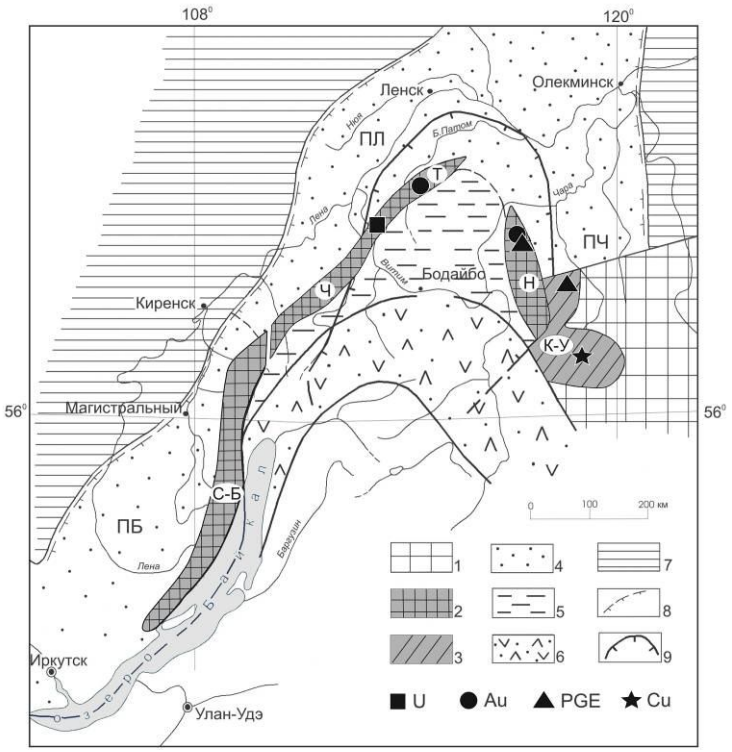


Рис. 1. Схема структурно-формационного районирования Байкальской горной области (БГО) (по материалам (Немеров, Станевич, 2001) с добавлениями): 1 – дорифейские образования фундамента Сибирской платформы; 2 – выступы дорифейского фундамента в БГО: С-Б – Северо-Байкальский вулкано-плутонический пояс, Ч – Чуйский, Т – Тонодский, Н – Нечерский; 3 – Кодаро-Удоканская структурно-формационная зона; 4-6 – рифейские структурно-формационные зоны: 4 – внешняя - Прибайкальская (ПБ), Приленская (ПЛ), Причарская (ПЧ); внутренние: 5 – Мамско-Бодайбинская, 6 – Байкало-Муйская; 7 – фанерозойские отложения чехла Сибирской платформы; 8 – северная граница накопления рифейских образований; 9 – границы Ленского золотоносного района.

В пределах изучаемой территории известны промышленно-значимые месторождения благородных и редких металлов, наиболее известным из которых является гигантское месторождение меди Удокан, локализованное в зоне развития нижнепротерозойских образований в пределах Удоканского синклинория, относящегося к крупной Кодаро-Удоканской СФЗ**.** Главная роль в локализации рудной минерали-

зации принадлежит карбонатно-терригенному удоканскому комплексу (серии). Образования комплекса делятся на четыре крупные подсерии: джялтуктинскую, кодарскую, чинейскую и кеменскую. Отложения кодарской подсерии, судя по литологическим характеристикам, формировались в условиях дистального шельфа и материкового склона.

Наиболее характерной геохимической чертой всех отложений кевактинской углеродисто-терригенной формации является высокое содержание глинозема в сланцах Al_2O_3 (в среднем 19 масс.%, с максимумами до 27 масс.%) и K_2O (4-6 масс.%). Их накопление можно объяснить активным выветриванием исходных пород под влиянием жаркого, гумидного климата. Кроме того, отложения формации обогащены рассеянным углеродистым веществом, что свидетельствует о бурном развитии бактериального бентоса в бассейне осадконакопления с застойным режимом [1]. Концентрации $C_{орг}$ варьируют в пределах от 0,5 до 10 масс.%. Высокоуглеродистые метаалевролиты и метааргиллиты кодарской подсерии (икабийская, аянская и инырская свиты) характеризуются повышенными содержаниями мафических петрогенных элементов: Fe, Mg, Ca, Mn и ряда халькофильных металлов: Cu, Ni, Zn, Pb, Au, Ag, U, а также ЭПГ - элементы платиновой группы (в единичных пробах, достигающими 0,0n - 0,n г/т). Такая геохимическая специализация может быть следствием определенной унаследованности химизма пород выделяемого здесь более древнего зеленокаменного пояса [2], а также синхронным вулканизмом основного состава, проявленным на раннем, рифтогенном, этапе развития прогиба и способствовавшим формированию металлогенической специализации толщ [3, 4]. Рудная минерализация исследуемых углеродистых отложений представлена в основном пиритом, халькопиритом, пирротином, молибденитом, сульфидом никеля. Элементный состав рудной минерализации также обогащен рядом элементов: Cu, Co, Ni, V, Mo, Ag, U, Pt, As.

Характерным для Кодаро-Удоканской СФЗ является то, что терригенные и карбонатно-терригенные красноцветные отложения прибрежных и дельтовых фаций, расположенные на одном стратиграфическом уровне с отложениями кодарской серии, а также находящиеся выше по стратиграфической вертикали, часто являются обогащенными на ряд рудных компонентов: Cu, Zn, Pb, U, Ni, Au, Ag, Pt, Pd и др., вплоть до промышленно значимых концентраций. Это отмечается для свит кодарской и чинейской подсерии, но наиболее ярко выражено в сакуканской свите входящей в состав кеменской подсерии, к которой приурочено гигантское Удоканское месторождение меди и ряд его более мелких сателлитов.

Более детальное **петрографическое** исследование было проведено на образцах пород сакуканской и намингинской свит кеменской подсерии, содержащих медную минерализацию. Установлено, что породы рудного горизонта, входящего в состав сакуканской свиты, сформировались в прибрежной части бассейна осадконакопления. Рудный горизонт представлен полевошпат-кварцевыми песчаниками и алевропесчанниками однородной, иногда слоистой текстуры. Структура пород среднезернистая до мелкозернистой, лепидогранобластовая. Рудное вещество составляет от 5 до 80% породы. Обломки представлены: кварцем, плагиоклазом, микроклином и мусковитом в различных пропорциях. Акцессорные минералы представлены апатитом, турмалином, гранатом, тремолитом, эпидотом. Базальный и контактово-поровый цемент представлен рудным веществом, серицитом, органическим веществом и карбонатом. Иногда зёрна кварца растворяются с образованием регенерационного цемента.

В породах, где рудной составляющей около 80%, наблюдается базальный цемент без серицита и карбоната, но с содержанием органического вещества; появляется биотит, в виде каёмок на контакте руды и кварца; округлой и неправильной формы зёрна кварца изъедены каплевидными включениями рудного и органического вещества с ровными границами, тогда как в остальных породах горизонта они часто зазубрены.

Выше по разрезу отложения сакуканской и намингинской свит представлены в основном кварцевыми алевросланцами. В этих породах тонкочешуйчатые и мелкочешуйчатые частицы серицита и хлорита формируют линзы, сгустки и слойки, на фоне которых выделяются зёрна кварца овальной, миндалевидной и изометрично-вытянутой формы; редкие чешуйки мусковита; единичные таблички плагиоклаза; тонкие нитеподобные выделения органического вещества; кубической и каплевидной формы выделения рудного вещества, составляющего 1-5 % породы.

В алевросланцах наблюдаются трещины, секущие под разными углами сланцеватость. Эти трещины заполнены полевошпат-кварцевыми алевролитами и алевропесчаниками петрографически схожими с породами рудного горизонта.

По разрезу от безрудных пород к рудным происходит закономерное увеличение содержаний [Cu, Ag, Mo] 0.95 Сорг] 0.8 Sb] 06 Hg] 0.4, что позволило объединить их в рудную ассоциацию. Редкоземельные элементы, Rb, Cs, Ba обладают тесной геохимической связью с калием, натрием и фосфором, что обуславливает их накопление в полевых шпатах, слюдах, апатите и турмалине. Соответственно с увеличением рудной составляющей в породах происходит снижение концентраций этих элементов, что косвенно подтверждает инфильтрационно-эпигенетическую модель формирования месторождения Удокан [5].

По данным Л.Б.Макарьева с соавторами [6], углеродистые породы удоканской серии выделяются как один из платиноносных уровней Урага-Холболокского рудного узла, с которым связаны Холболокское, Графитовое, Бортовое и другие Pd-Ir-Pt проявления. Ввиду чего, обнаружение платинометалльных, золоторудных проявлений, генетически связанных с углеродистыми образованиями Тонодского и Нечерского поднятий, а также Кодаро-Удоканской СФЗ, в пределах рассматриваемых образований [7; 6] становится более актуальным. Это позволяет рассматривать кевактинскую углеродисто-терригенную формацию в качестве источника рудного и сопутствующих компонентов и учитывать ее при оценке перспектив возможного благородно- и редкометалльного оруденения в пределах Байкальской горной области и Кодаро-Удоканской СФЗ.

1. Терлеев А.А., Постников А.А., Кочнев Б.Б., Наговицин К.Е., Гражданкин Д.В., Станевич А.М. Раннепротерозойская биота из удоканской серии западной части Алданского щита (Россия) Эволюция биосферы и биоразнообразия. К 70-летию А.Ю. Розанова. М.: Т-во научных изданий КМК. 2006. С. 271-281.
2. Федоровский В.С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука, 1972. 130 с.
3. Немеров В.К., Спиридонов А.М., Развозжаева Э.А. и др. Основные факторы онтогенеза месторождений благородных металлов сухоложского типа // Отечественная геология, 2005, № 3. С. 17-24.
4. Немеров В.К., Будяк А.Е., Развозжаева Э.А., Макрыгина В.А., Спиридонов А.М. Новый взгляд на происхождение медистых песчаников месторождения Удокан // Известия (Геология, поиски и разведка рудных месторождений), 2009. №2 (35). С.4-17
5. Немеров В.К., Семейкина Л.К., Спиридонов А.М. Наиболее вероятные сценарии рудогенеза в углеродистых осадочных формациях // Мат. науч. конф. «Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока», Иркутск, 2005(а), Т. 1. С. 30 – 33.
6. Макарьев Л.Б. Платинометальность докембрийских углеродистых формаций Северо-Восточного Забайкалья // Платина России. – М.:АОЗТ «Геоинформмарк», 1994.
7. Гурская Л.И. Платинометальное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. С.-Пб.: ВСЕГЕИ, 2000. 208 с.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД МЕТЕШИНСКОГО ПЕРИДОТИТ-ПИРОКСЕНИТ-ГАББРОВОГО МАССИВА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

М. Г. Волкова[1], Д. А. Орсоев [2]

[1] Института геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, mariavolkova2008@yandex.ru

[2] Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, magma@gin.bsc.buraytia.ru

Метешихинский массив является типичным представителем интрузий перидотит-пироксенит-габбрового состава, входящих в одноименную островодужную систему в пределах южного обрамления фундамента Сибирской платформы [2, 5]. Массив представляет собой отдельный останец среди гранитных пород, в его центральной части развиты оливиновые габбро и габбронориты с мелкими телами верлитов, плагиоверлитов, перидотитов и пироксенитов. Юго-восточная периферическая часть массива представлена диоритами. В направление к контактам породы сменяются амфиболовыми и амфиболизированными габбро и габброноритами, а непосредственно на контактах с гранитами отмечаются почти нацело амфиболизированные габбро. Для проведения физико-химического моделирования и термодинамических расчетов были взяты данные по породам, наименее измененных наложенными процессами.

Породы массива по щелочности и кремнекислотности относятся к породам нормального ряда, характеризуются повышенной глиноземистостью, низкими содержаниями TiO_2, K_2O, P_2O_5. Содержания РЗЭ в породах низкие и изменяется в пределах 2-15 хондритовых единиц, $(La/Yb)_N$=1.5-3.6, отмечается

чётко выраженная положительная европиевая аномалия [5].

Оценка P-T условий образования пород Метешинского массива проводилась методами минералогической термобарометрии. При барометрических расчетах применялись два геобарометра Г. В. Нестеренко и А. А. Арискина [4] и П. Нимица [6], в которых использовался химический состав клинопироксена в качестве индикатора глубины кристаллизации расплава. Он устойчив в широком диапазоне P-T условий формирования и эволюции магм и включает в заметных количествах практически все петрогенные элементы. Оба примененных в работе геобарометра показали хорошую сходимость результатов (табл. 1).

При вычислении равновесных температур кристаллизации минералов при формировании ультрабазит-базитовых пород используется двупироксеновое равновесие – моноклинный пироксен - ромбический пироксен. В этой работе применялся геотермометр П. Уэллса [7] (табл. 1). Он откалиброван для широкого диапазона температур образования двупироксеновых парагенезисов и учитывает вариации состава этих минералов в породах различного происхождения.

Результаты геобарометрических исследований пород Метешинского перидотит-пироксенит-габбрового массива представлены в таблице (табл. 1).

Для стартовых расчетов в программах «Comagmat 3.57» [1] и «Pluton 4.2» [3] был выбран диапазон давлении от 3 до 9 кбар. В породах Метешинского массива широко распространен магматический амфибол по составу соответствующий паргасит-эденит, что указывает на обязательное присутствие воды в кристаллизующемся расплаве. В процессе ЭВМ-моделирования содержание H_2O в системе изменяли от 0 до 1,5 масс.%. Так же было принято, что фугитивность кислорода соответствует буферу QFM (кварц-магнетит-фаялитовый), так как в породах присутствует акцессорный магнетит и они характеризуются высокой железистостью (K_{Fe} от 0,15 до 0,6).

Таблица 1.

Результаты геотермобарометрических исследований пород Метешинского перидотит-пироксенит-габбрового массива.

Порода	T, °C	P, кбар
плагиолерцолит		5
плагиоверлит	1238	7
оливинсодержащий клинопироксенит		3.4
оливиновое габбро	1162	4.8
оливиновый габбронорит	1201	2.8
габбронорит	1138	4.2

В результате установлено, что породы массива кристаллизовались при давлении 3,5 кбар из родоначального расплава, соответствующего по составу базальту низкощелочного ряда со средним содержанием РЗЭ.

Авторы выражают благодарность А.С. Механошину за предоставленные для работы материалы и ценные консультации.

1. Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, МАИК «Наука / Интерпериодика», 2000. - 363 с.
2. Гордиенко И.В., Миронов А.Г. Геодинамическая и металлогеническая эволюция Забайкалья в позднем рифее-палеозое // Отечественная геология, 2008, № 3. С.46-57.
3. Лавренчук А.В. Программа для расчета динамики внутрикамерной дифференциации основной магмы «PLUTON» // Тезисы докл. Второй Сибирской междунар. конф. молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск, 2004. С. 105-106.
4. Нестеренко Г. В., Арискин. А. А. Глубина кристаллизации базальтовой магмы // Геохимия, 1993 - № 1. С. 77-87.
5. Орсоев Д.А., Малышев А.В., Мехоношин А.С., Травин А.В. Перидотит-пироксенит-габбровые комплексы Метешихинской островодужной системы (Западное Забайкалье) // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Тезисы докладов XI Всероссийского петрографического совещания. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2010, Т. 2. С. 109-110.
6. Nimis P., Ulmer P. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 1: An expanded structural geobarometer for

anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1998, Vol. 133, № 1-2. P. 122-135.
7. Wells P. R. A. Pyroxene thermometry in simple and complex systems // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1977, Vol. 62, № 2. P. 129-139.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД ПРОЯВЛЕНИЙ САГАНСАЙРСКОЙ ЗОЛОТОРУДНОЙ ЗОНЫ (ЮВ ЧАСТЬ ВОСТОЧНОГО САЯНА)

Б.Л. Гармаев
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, garm@gin.bscnet.ru

Сагансайрская золоторудная зона располагается в средней части Ильчирского синклинория и приурочена к полю распространения пород офиолитовой ассоциации – ультрабазитов ильчирского комплекса (R_3), карбонатных конгломератов сагансайрской свиты позднего девона, карбонатных отложений горлыкгольской свиты (V–Є), а также двуполевошпатовых порфировидных гранитов сархойского интрузивного комплекса раннего палеозоя (рис. 1) [1, 3].

В составе зоны известно около 12-ти золото-серебряных рудопроявлений, представленные ветвящимися малосульфидными кварц-карбонатными жилами или непротяженными зонами кварцевого прожилкования. Содержания золота в них колеблется в пределах 5–45 г/т, серебра достигают 1200 г/т [4]. Нами были исследованы золоторудные проявления Русловое, Сагансайрское и Южное, которые будут рассмотрены в данном сообщении.

Русловое рудопроявление располагается в долине р. Саган-Сайр, выше устья ее правого притока – р. Барун-Саган-Сайра. Проявление представлено зонами сульфидной минерализации в лиственитах и тальк-карбонатных метасоматитах, приуроченных к юго-западному экзоконтакту линейного штока среднекристаллических биотит-роговообманковых гранодиоритов холбинского интрузивного комплекса позднего палеозоя (рис. 1) [5]. Рудные тела представлены двумя морфологическими типами: (1) кварцевыми жилами и прожилками в гранодиоритах, и (2) зонами вкрапленной и прожилково-вкрапленной полисульфидной минерализации в лиственитах.

Кварцевые жилы и прожилки в гранодиоритах редки и локализованы согласно зонам милонитизации северо-западного простирания. Максимальная мощность кварцевых жил 0.3–0.4 м, при видимой протяженность около 35–40 м. Жилы сложены белым трещиноватым кварцем, с 1–3 % сульфидных минералов, представленных пиритом, галенитом и халькопиритом. Сульфиды образуют редкую вкрапленность или еще более редкие гнезда диаметром до 3 см. Пирит и галенит представлены идиоморфными зернами размером 1–3 мм, халькопирит чаще всего образует ксеноморфные агрегаты. Гранодиориты оталькованы и карбонатизированы, темноцветные минералы почти полностью хлоритизированны, а плагиоклаз соссюритизирован. Содержания золота в кварцевых жилах, по данным предшественников, незначительные и составляют 0.1–0.2 г/т, максимальное содержание серебра – 2 г/т (пробирный анализ) [5].

Зоны вкрапленной и прожилково-вкрапленной минерализации в лиственитах. Этот тип оруденения наиболее распространенный. Лиственит кварц-карбонат-слюдистого состава развиваются по тальк-карбонатным породам, контакты их тел чаще всего постепенные (диффузионные?), текстура массивная. Поле лиственитов и лиственитизированных тальк-карбонатных пород протягивается в виде полосы шириной 50–60 м, вдоль юго-западного контакта гранитоидного штока. Сульфидная минерализация представлена пиритом, халькопиритом, галенитом, реже пирротином и арсенопиритом, образующими вкрапленность и редкие прожилки. Наиболее распространенным минералом является пирит, образующий либо скопления отдельных зерен (размер выделений от 0.1–0.3 до 3–4 мм), либо мелкие прожилки, совместно с халькопиритом. Последний встречается в виде отдельных мелких кристаллов (размером 0.05–0.3 мм), или же обрастает по краям кристаллы пирита. Галенит представлен отдельными редкими идиоморфными зернами, размером около 0.2х0.3 мм. Пирротин и арсенопирит встречаются крайне редко. Содержания золота в рудах незначительные – от 0.15 до 0.6–0.7 г/т, серебра – от 1.2 до 13 г/т.

Сагансайрское проявление представлено единичными кварцевыми и кварц-карбонатными жилами с убогой сульфидной минерализацией локализованными в конгломератах сагансайрской свиты. Мощность жил и прожилков незначительная и составляет в целом около 4–6 см, видимая протяженность

порядка 15–20 м. Сульфидная минерализация тяготеет к центральным частям кварц-карбонатных жил и мелких прожилков, в виде полосок различной мощности, в зависимости от мощности вмещающих жил и прожилков. Основными рудными минералами выступают блеклая руда и халькопирит, в меньшей степени пирит, галенит, сфалерит. Содержания золота в жилах колеблется от 0.15 до 1 г/т, в среднем составляя 0.4 г/т, серебра от 3.1 до 30 г/т, в среднее содержание 14.4 г/т.

Южное. В геологическом строении рудопроявления принимают участие двуполевошпатовые среднекристаллические порфировидные граниты и карбонатизированные конгломераты сагансайрской свиты (см. рис. 1). Рудные тела, представленные серией кварц-карбонатных жил и зон кварцевого прожилкования, локализуются вблизи тектонического контакта конгломератов с гранитами. Рудная минерализация образует вкрапленность, гнезда и прожилки, и составляет около 1 %. Главным рудным минералом является блеклая руда тетраэдрит-теннантит-зандбергеритового состава в ассоциации с редкими сульфидными минералами – пиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, реже киноварью, устанавливающихся, в основном, при микроскопических исследованиях. По блеклой руде интенсивно развиваются гипергенные минералы – малахит и азурит, благодаря яркой окраске которых рудная минерализация легко фиксируется визуально. Самородное золото высокой пробности постоянно содержит в своем составе примесь меди (табл. 1), встречается в виде изометричных неправильных зерен в блеклой руде, реже в виде обособленных скоплений в кварцевой матрице. Содержания его варьируют от 11 до 25 г/т, при средних значениях 18 г/т. Серебро представлено самородной формой и минеральной формой (прустит, пираргирит, миаргирит), образующими вростки и краевые каемки в блеклой руде [2]. Содержания серебра изменяются в широких пределах от 44.4 до 174.5 г/т [5]. Микроскопическими исследованиями установлена следующая стадийность минералообразования: (1) кварц-карбонатная жильно-прожилковая матрица, (2) отложение сульфидно-сульфосольного комплекса (блеклая руда, пирит, галенит, халькопирит), (3) киноварь, самородное золото и серебро, а также серебросодержащие минералы (пираргирит, миаргирит).

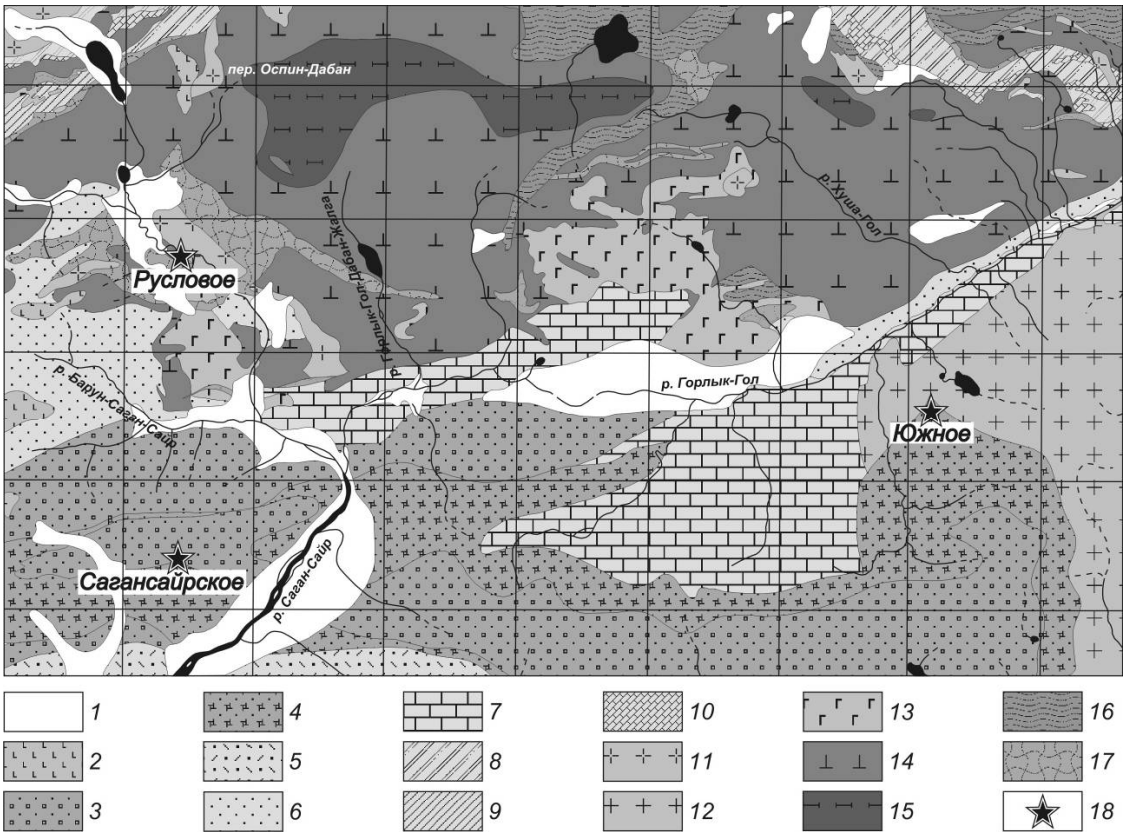


Рис. 1. Геологическое строение водораздельной части рр. Саган-Сайр и Горлык-Гол (по материалам ОАО «Бурят-Золото», 2009). Масштаб 1:100 000

Условные обозначения: 1 – четвертичные отложения; *2* – платобазальты (N_1); *сагансайрская свита* (D–C): *3* – полимиктовые песчаники на карбонатном цементе с прослоями гравелитов и конгломератов (верхняя подсвита), *4* – полимиктовые конгломераты с горизонтами вишневых и пестроцветных песчаников (нижняя подсвита); *5* – углеродисто-кремнистые алевролиты, кремни, доломиты *барунгольской свиты* (O–S); *6* – полимиктовые и карбонатные

конгломераты *безымянной свиты* (V); *7* – известняки, доломитовые известняки, доломиты *горлыкской свиты* (V–Є); *оспинская свита* (R–V?): *8* – углеродисто-карбонатные, углеродисто-кремнистые сланцы, филлиты (верхняя подсвита), *9* – метабазальты, хлоритовые сланцы (нижняя подсвита), *10* – прослои, линзы, пачки, клипы известняков и известковых доломитов; *11* – гранодиориты *холбинского интрузивного комплекса* (PZ_3); *12* – порфировидные граниты *сархойского интрузивного комплекса* (O_3–S_1); *13* – габбро *сумсунурского интрузивного комплекса* (PZ_1?); *ильчирский комплекс* (R_3?): *14* – антигоритовые серпентиниты, *15* – гарцбургиты, дуниты; *16* – полимиктовый серпентинитовый меланж; *17* – тальк-карбонатные породы, талькиты; *18* – золоторудные проявления.

Таким образом, рудопроявления Сагансайрское и Южное имеют схожие характеристики, а именно локализацией золотоносных кварцевых и кварц-карбонатых жил и прожилков в конгломератах сагансайрской свиты, а также характером рудной минерализации, выраженной в преобладании среди рудных минералов блеклой руды, в меньшей степени пирита и халькопирита. Рудопроявление Русловое отличается от проявлений Сагансайрское и Южное морфологией и составом рудных тел, представленных зонами сульфидизации в лиственитах и тальк-карбонатных метасоматитах, среди рудных минералов преобладают пирит и халькопирит.

Таблица 1.

Химический состав и пробность самородного золота рудопроявления Южное (масс. %).

Cu	Ag	Au	Сумма	Пробность, ‰
1.74	8.56	93.11	103.41	900
2.47	13.71	84.53	100.71	839
0.79	3.64	95.60	100.03	956
–	6.22	93.17	99.39	937
0.88	5.47	93.17	99.52	936
1.88	5.47	91.24	98.59	925
1.64	6.48	90.79	98.91	918
3.27	5.71	91.36	100.34	911
3.24	5.47	93.88	102.59	915

Примечание. Исследования выполнены на сканирующем электронном микроскопе Leo-1430 с энергодисперсионной приставкой для количественного анализа Inca-Energy (ГИН СО РАН, аналитики С.В. Канакин, Е.В. Ходырева). Прочерк – элемент не обнаружен.

Автор выражает благодарность Б.Б. Дамдинову с которым были проведены полевые и камеральные исследования за всестороннюю помощь и плодотворные дискуссии, способствовавшие лучшему пониманию особенностей золотого оруденения региона, а также ведущему геологу по поискам ООО «Рифей» Ю.И. Куликову за предоставленные материалы.

1. Геология и метаморфизм Восточного Саяна // Беличенко В.Г., Бутов Ю.П., Добрецов Н.Л. и др. Новосибирск: Наука, 1988. 192 с.
2. Жмодик С.М., Миронов А.Г., Жмодик А.С. Золотоконцентрирующие системы офиолитовых поясов (на примере Саяно-Байкало-Муйского пояса). Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2008. 304 с.
3. Золото Бурятии. Кн. 1. Изд-е 2 // Рощектаев П.А., Миронов А.Г., Дорошкевич Г.И. и др. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2004. 516 с.
4. Миронов А.Г., Жмодик С.М. Золоторудные месторождения Урик-Китойской металлогенической зоны (Восточный Саян, Россия) // Геология руд. месторождений, 1999, Т. 41, № 1. С. 54-69.
5. Осокин А.П., Куликов Ю.И., Сивяков В.В. Отчет о результатах ревизионно-поисковых работ на золото в обрамлении Гарганской глыбы за 1995-2000 гг. (Республика Бурятия, Окинский район). Улан-Удэ, 2004. 220 с.

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС КОНЕВИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

Е.А. Гармаева, Б.Б. Дамдинов

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, gea-geo@yandex.ru

Коневинское золоторудное месторождение располагается в пределах Сайлагского массива гранодиоритов таннуольского комплекса раннего палеозоя (рис. 1) [1, 2]. Породы Сайлагского массива пред-

ставлены средне- и мелкозернистыми гранодиоритами порфировидной структуры. В породах широко проявлены процессы серицитизации, калишпатизации, березитизации и окварцевания [1].

Рудные тела представлены серией кварц-сульфидных жил и зон кварцевого прожилкования среди гранодиоритов, а также зонами метасоматически измененных гранодиоритов – березитов [4].

Кварц-сульфидные руды представляют собой жильные или линзообразные тела, сложенные розовато-серым или серовато-белым зернистым, нередко катаклазировным полупрозрачным кварцем. Текстуры руд обычно пятнисто-полосчатые, реже пятнистые или очковые. По содержанию сульфидов руды убогосульфидные (не более 3–5 %). Основные рудные минералы: пирит, халькопирит, тетрадимит, в меньшей степени галенит, сфалерит, молибденит, висмутин, малахит, магнетит и ильменит в виде редких знаков. Контакты прожилков и приконтактовые породы часто подвержены лимонитизации. Кроме того, непосредственно в кварце тонкие трещинки нередко выполняются карбонатом, хлоритом, редко эпидотом.

Березиты сложены мелко-среднезернистым агрегатом кварц-серицитового состава. Средний состав пород (об. %): серицит – 60; кварц – 40; остальные – альбит, карбонатные минералы, пирит и другие рудные минералы – в виде единичных зерен. Структурно-текстурные особенности первичных гранодиоритов практически полностью утрачены. Плагиоклаз замещен серицитом, сохраняются только редкие его реликты, а также продукты перекристаллизации – мелкие тонкосдвойникованные кристаллы альбита. В березитах сосредоточен основной объем тонких кварц-сульфидных прожилков, несущих золотое оруденение. Среди рудных минералов в метасоматитах преобладает пирит, в небольшом количестве присутствуют ильменит и халькопирит.

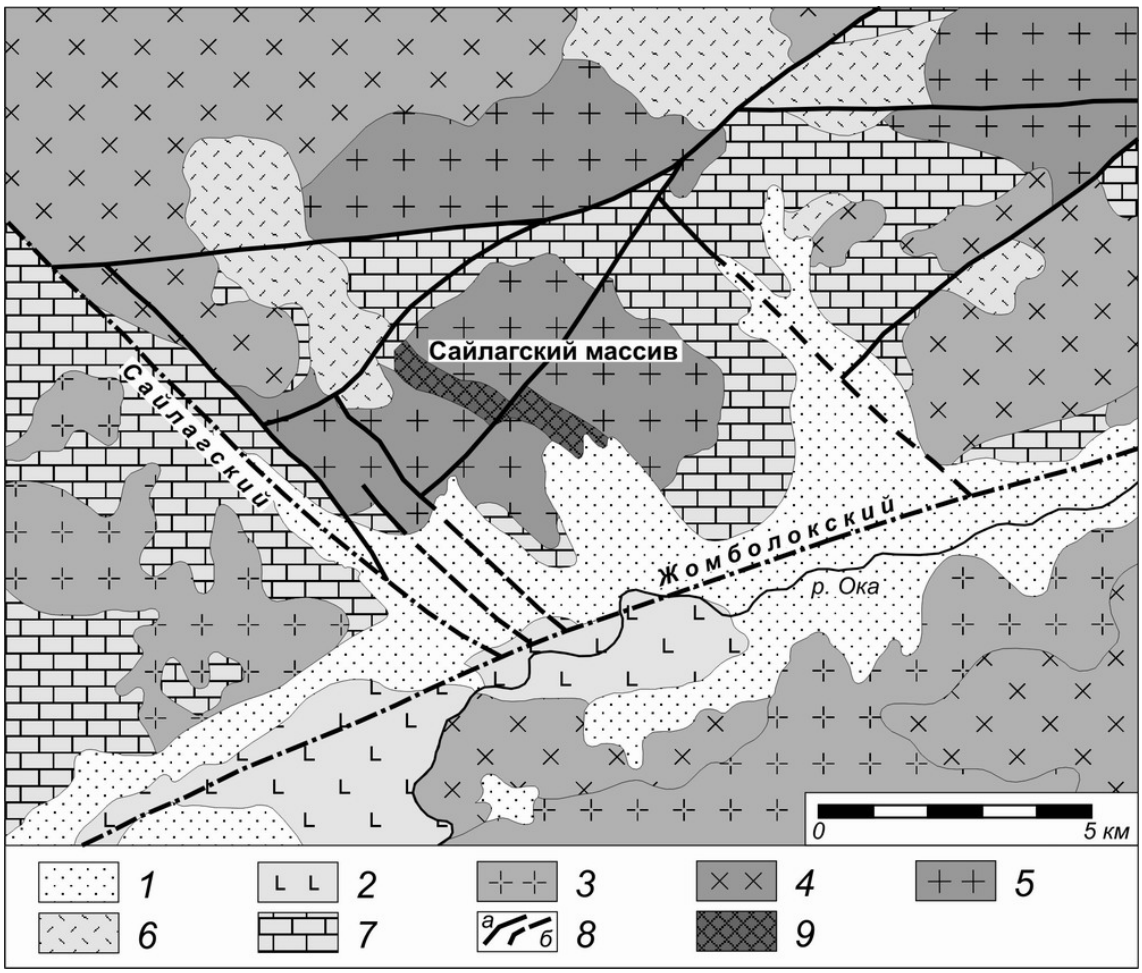


Рис. 1. Геолого-структурная схема Ока-Сайлаг-Мунгоргинского междуречья. (Жмодик и др., 2006).
Условные обозначения: 1 – валунники, песчаники, пески, глины, глыбовый материал (Q); *2* – базальты (Q); *3* – таннуольский комплекс, вторая фаза – граниты, гранодиориты, гранодиорит-порфиры (O_1-O_2); *4* – таннуольский комплекс, первая фаза – граниты, гранодиориты, гранит-порфиры (O_1-O_2); *5* – таннуольский комплекс – плагиограниты, граниты, гранодиориты, гранодиорит-порфиры (O_1-O_2); *6* – сархойская серия – конгломераты, песчаники, кислые эффузивы (R_1); *7* – иркутная свита – мраморы, известняки, метапесчаники, карбонат-углеродистые сланцы,

амфиболиты, гнейсы (PR_2); *8* – разломы: *а* – выходящие на поверхность; *б* – трассируемые под рыхлыми отложениями; *9* – Коневинская рудная зона.

Минералогия руд. *Пирит* является преобладающим сульфидным минералом, развивается как в неизмененных породах – гранодиоритах, в виде тонких просечек, выполняющих тектонические трещинки, так и в березитизированных разностях, где представлен рассеянной крайне неравномерной вкрапленностью. Микроскопически пирита представлен идеоморфными зернами в виде квадрата, округлой или неправильной формы. Размер кристаллов варьирует от сотых долей до 3,5 мм. *Халькопирит* второй по распространенности сульфидный минерал после пирита. Однако в отличие от пирита халькопирит связан исключительно с кварц-сульфидными рудными образованиями. Форма минерала округлая, размером от сотых долей до 0,5-1,5 мм. Выделения халькопирита встречаются в виде тонкой вкрапленности, так и в зернах пирита. *Галенит* образует ксеноморфные агрегаты неправильной формы с неровными изрезанными краями. Размер зерен варьирует от долей мм до 3,0 мм. В аншлифах встречается в виде редких единичных включений или в ассоциации со сфалеритом. *Сфалерит* представлен ксеноморфными зернами от долей мм до 3,0 мм. Часто встречается сфалерит, содержащий эмульсионную вкрапленность халькопирита. *Молибденит* распространен на месторождении повсеместно. Встречается как в неизмененных гранодиоритах (в виде тонких пленок или примазок по плоскостям трещин), так и в рудных березитах и кварцевых прожилках в виде скоплений или единичных зерен. Пластинчатый, стально-серый с синеватым оттенком. *Блеклая руда* представлена ксеноморфными зернами бело – серого цвета, размер зерен до 2,0 мм. Блеклые руды, как правило, находятся среди агрегатов галенита. *Тетрадимит* встречается в виде редких вкрапленных зерен непосредственно в кварце (стально-серый, с сильным металлическим блеском). Нередко в нем отмечаются тонкие (0.01–0.05 мм) вростки золота. *Самородное золото* в рудах месторождения присутствует в самородной форме и находится (преимущественно) в свободном состоянии, реже в ассоциации с сульфидными минералами. Чаще всего золото встречается в ассоциации с пиритом в виде сростков или тонких включений, реже с халькопиритом, галенитом и блёклой рудой. Микроскопически золото имеет ксеноморфную форму, цвет золотисто-желтый, присутствует как в виде отдельных зерен, так и включений в тетрадимите. Золото имеет разнообразную форму, но самыми распространенными являются комковидные зерна с неровными, часто зубчатыми, округлыми краями и неровными поверхностями. Размер золотин варьирует от 0,02 до 0,5 мм. Большинство золотин имеет пробность 940‰, отмечаются единичные зерна относительно низкопробного (860-870‰) и высокопробного (980‰) золота.

На вопрос о происхождении Коневинского месторождения существует две точки зрения. Одни исследователи полагают, что в истории формирования Коневинского месторождения было три этапа: дорудный, рудный и пострудный [4]. В дорудный этап сформировались породы фундамента вулкана, произошла их эрозия с образованием относительно выровненной древней поверхности, характеризующейся пологими горами с куполовидными вершинами и широкими впадинами. Рудный этап начался формированием наземного вулкана центрального типа и закончился в период накопления нижней вулканогенно-осадочной пачки пород илейской толщи. Золотое оруденение сформировалось вместе с дайками – подводящими каналами вулкана, и было одноактным. Возраст оруденения девонский. Пострудный этап заключается в эрозии наземной постройки вулкана и ее фундамента и уничтожением верхнерудной части Коневинского месторождения. С другой точки зрения Коневинское месторождение относят к золото-медно-молибден-порфировым системам, окисленного высокотемпературного типа [1]. Данное предположение основывается на геохимических данных пород Сайлагского массива, а также на исследовании минерального состава руд Коневинского месторождения.

Проведенные нами исследования минералогии руд Коневинского месторождения (находка ртутьсодержащих минералов, минералов молибдена, меди, а также присутствие Bi-теллуридной минерализации) свидетельствуют о том, что формирование золотого оруденения происходило при влиянии глубинного вещества. Синрудные дайки, являющиеся подводящими каналами для рудообразующих флюидов маркируют зоны глубинных разломов. Данные признаки характерны для золото-молибден-порфировых систем. Верхние части таких систем представлены вулканическими постройками с сульфидными залежами, на более низких уровнх проявлено штокверковое золото-серебряное оруденение, на переферии которого локализуется полиметаллические руды [3]. Геолого-структурная позиция Коневинского место-

рождения в целом соответствует указанной схеме. В таком случае, месторождение представляет собой верхний горизонт золото-медно-порфировой рудно-магматической системы.

1. Жмодик С.М., Миронов А.Г., Бобрик О.М. и др. Два типа золото-порфировых систем Восточного Саяна // Труды III Всерос. симп. «Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология» (Улан-Удэ, 21-25 сентября 2004 г.). Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2006. С. 74-87.
2. Золото Бурятии. Кн. 1. Изд-е 2 // Рощектаев П.А., Миронов А.Г., Дорошкевич Г.И. и др. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2004. 516 с.
3. Кривцов А. И., Мигачев И. Ф., Попов В. С. Медно-порфировые месторождения мира. М: Недра, 1986. 236 с.
4. Рощектаев П.А. и др. Коневинское золоторудное месторождение (Республика Бурятия, Окинский район). Отчет о результатах ГРР по Хужирскому рудному полю и Коневинскому месторождению с ТЭО кондиций и подсчетом запасов на 01.06.2009 г. Книга 1. 2009 (ф). 288 с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВОВ ГЕТКАНЧИКСКОГО МОЛИБДЕН-ВОЛЬФРАМОВОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ВЕРХНЕЕ ПРИАМУРЬЕ)

В.А. Гиль

ФГУП "ВИМС", Москва, Россия, vgil@vims-geo.ru

Гранитоидные массивы Гетканчикского Mo-W рудного поля относятся к гранит-лейкогранитовой формации, локализованной в зоне Джелтулакского глубинного разлома (отделяет Алдано-Становой щит от Селенгино-Станового каледонского орогенного пояса). Массивы входят в состав тукурингрского интрузивного комплекса (ТИК), датируемого ранним протерозоем [1]. В рассматриваемой части Восточно-Сибирского региона широко проявились докембрийские и фанерозойские орогенические процессы. Это не позволяет однозначно решить вопрос о возрасте гранитоидных массивов Гетканчикского рудного поля.

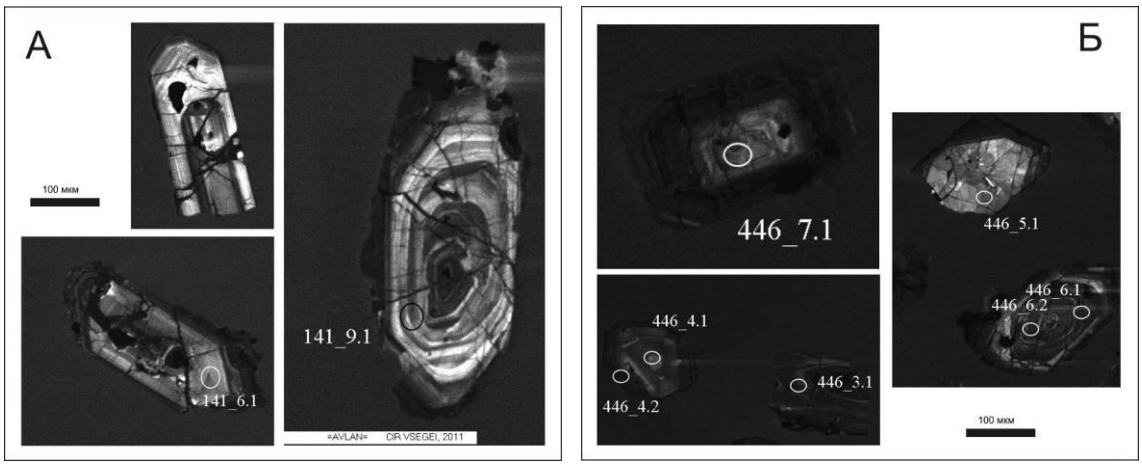


Рис.1. Цирконы гранитоидов Гетканчикского рудного поля. А – проба 141, Б – проба 446.

Изначально, в ходе геологического изучения гранитоидов Гетканчикского рудного поля, свинец-свинцовым методом были получены датировки в 1.9, 2.1 и 2.45 млрд. лет (Агафоненко и др., 1992ф). Последующими работами [2,3], для Чубачинскогои Гетканского гранитоидных массивов, входящих в состав тукурингрского интрузивного комплекса, был получен мезозойский возраст в 138±4,8 млн. лет (U-Pb метод по циркону).

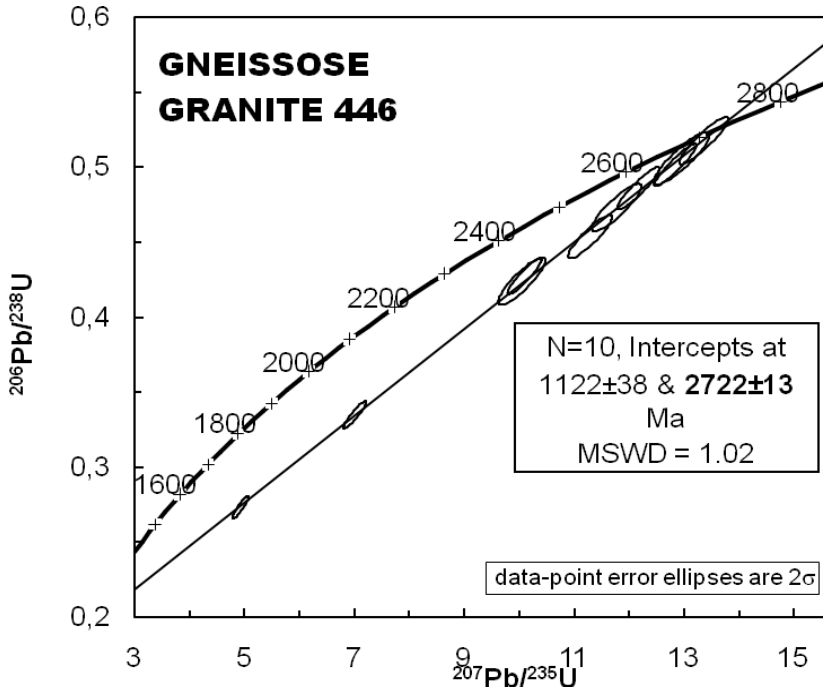


Рис.2. Диаграмма с конкордией для пробы 446

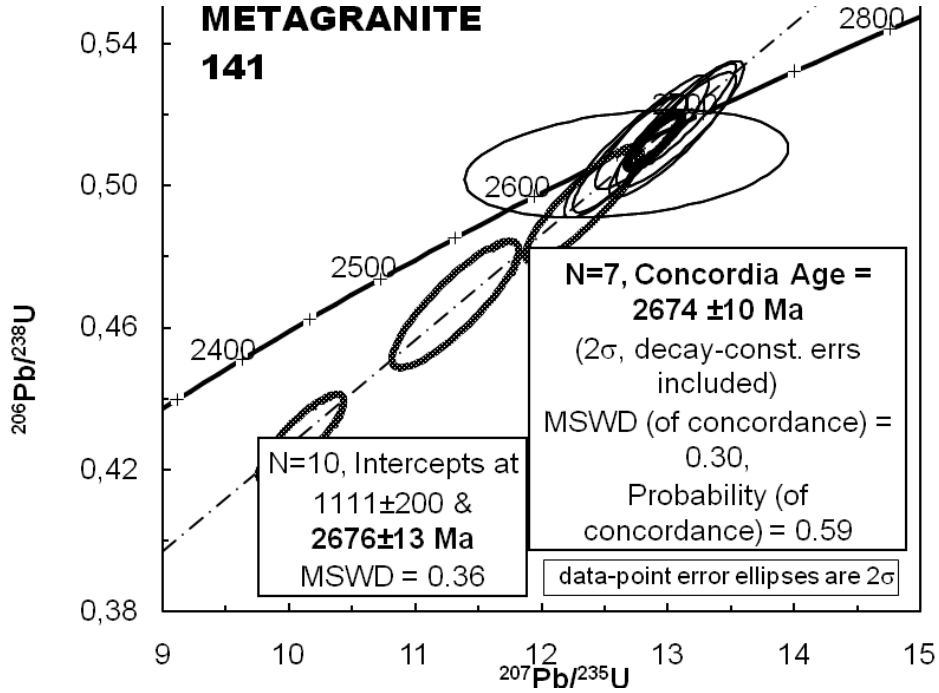


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для пробы 141

Автором анализировались цирконы, отобранные из гранитных массивов Гетканчикского рудного поля по пробам № 141 ($\gamma\delta_1PR_1t$) и 446 (γ_1AR_1) из фракции -0.25+0.125. Кристаллы мелкие, в основном 0.1-0.3 мм; цвет тёмно-красный, бордовый; форма - бочонковидные и удлинённые до 1:3-4; непрозрачные, зональные; трещиноватые - трещины залечены тёмноцветным минералом.

U-Pb датирование цирконов проводилось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре Изотопных Исследований ВСЕГЕИ. Измерения U-Pb отношений на SHRIMP-II проводились по методике (Williams, 1998). Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне одной сигма, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приводятся на уровне двух сигма. Для 446 и 141проб получен возраст в 2722±13(рис.2) и 2674±10 (рис.3) млн. лет, соответственно. Эти значения относятся к рубежу AR_2 и PR_1 (ICS, 2009). Нижние пересечения имеют значения 1122±38 и1111±200 млн лет, что соответствует гренвильской орогенической эпохе (PR2).

Несомненно, выводы о мезозойском возрасте гранитоидов ТИК [2, 3] заслуживают внимания и требуют глубокой интерпретации. Однако мезозойская оценка получена по нижнему пересечению конкордии и дискордии, что не соответствует общепринятым подходам в области абсолютной датировки (Фор, 1989;Скляров, 2001). В то же время, верхнее пересечение прямых (соответствующее 2573 млн. лет [2]) совпадает с данными, полученными по гранитоидамГетканчикского рудного поля, а также находится в принципиальном согласии с данными по Pb-Pb датировке (Агафоненко и др., 1992ф).По-видимому, ядерная часть цирконов Чубачинскогогранитоидного массива представляет собой первично магматические цирконы протолита, который, в ходе мезозойской ТМА, был ремобилизован (переплавлен) в гранитоидный расплав Чубачинского массива [2, 3].

Учитывая результаты, полученные авторомпо возрастным характеристиках гранитоидных массивов Гетканчикского рудного поля, а также исследования [2, 3], следует говорить о неоднократной реювенации (омоложении), испытываемой магматическими породами ТИК в докембрийские и фанерозойские (в позднем мезозое) орогенические эпохи.

1. Геологическая карта СССР. М-б 1:1 000 000 (новая серия). Лист N – (50), 51 – Сковородино: Объясн. зап. Л., 1990, 110 с.
2. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е. Б. и др. Мезозойские граниты Чубачинского массиватукурингрского комплекса (Джугджуро-Становая складчатая область): новые геохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология, 2001, Т. 9, № 4. С. 442-447.
3. Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В. П. и др. Этапы формирования континентальной коры центральной части Джугджуро-Становой складчатой области (Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам) // Геология и геофизика, 2002, т. 43, № 4. С. 395-399.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ВОЗРАСТ АНАКИТСКОГО МАССИВА (БАССЕЙН Р. БОЛЬШОЙ АМАЛАТ, ВИТИМСКОЕ ПЛОСКОГОРЬЕ)

Т.А. Гонегер

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, vetluga-work@mail.ru

Анакитский массив (рис. 1), площадью в несколько десятков квадратных километров, располагается в бассейне р. Большой Амалат (ручей Анакит), имеет удлиненную в южном направлении форму при общей длине около 6км. Массив неоднороден по своему составу, представляет собой серию пород субщелочного ряда от габброидов, диоритов до кварцевых монцонитов и кварцевых монцодиоритов.

Вмещающими породами для массива являются отложения талалинской свиты рифея, представленные в основном амфиболитами, биотитовыми и мусковит-биотитовыми сланцами и гнейсами. Более подробная характеристика геологического строения и петрографических особенностей Анакитского массива изложена в предыдущих работах автора [1]. Ранее возраст массива был определен как нижнепалеозойский на основании геолого-съемочных работ и массив выделялся в составе атарханского комплекса основных пород. Нами получена абсолютная датировка Ar-Ar методом по биотиту из кварцевого монцодиорита (Ан-6) в Институте геологии и минералогии СО РАН (аналитик А.В. Травин). Возраст плато = 278,7 ±2,5 млн лет, что соответствует артинскому ярусу ранней перми.

Анализ химического состава пород массива показал, что содержание SiO_2 изменяется в пределах от 55 до 60 масс. %, а величина K_2O/Na_2O варьирует от 0,7 до 1,2 в кварцевых монцонитах и монцодиоритах, и напротив в габброидах уменьшается и не превышает 0,4 (рис. 2 Б).

На диаграмме ANK-ACNK (рис. 2 А) породы массива полностью попадают в поле металюминевых пород, для которых индекс ASI (насыщенность алюминием) < 1, что свидетельствует об их недосыщенности этим компонентом.

Тренды распределения РЗЭ в породах массива (рис. 3) четко выражают дефицит тяжелых по отношению к легким, при этом наблюдается отрицательная Eu – аномалия. На мультиэлементных диаграммах породы изученного массива характеризуются высокими содержаниями Ba, но в то же время отмечается понижение содержаний Nb, Ta, Rb и Y.

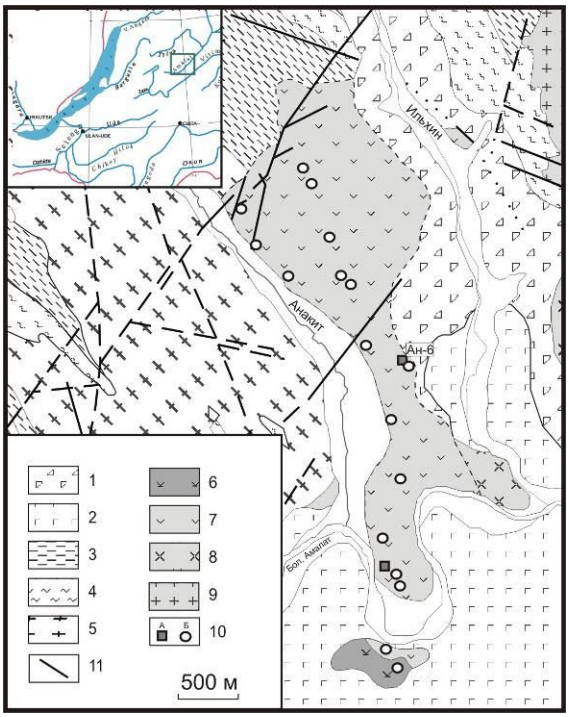


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Анакитского массива, с использованием материалов В.И. Пелепягина (1970). *Условные обозначения:* 1 – делювиальные отложения, 2 – нижнечетвертичные базальты, 3 – мусковит-биотитовые сланцы, 4 – роговообманковые сланцы, амфиболиты, 5 – гранито-гнейсы, 6 – диориты, монцониты, 7 – габбро, 8 – порфировидные граносиениты и сиениты, 9 – лейкограниты, 10 – места отбора проб: А – для абсолютного датирования, Б – петрогеохимических исследований, 11 – разрывные нарушения.

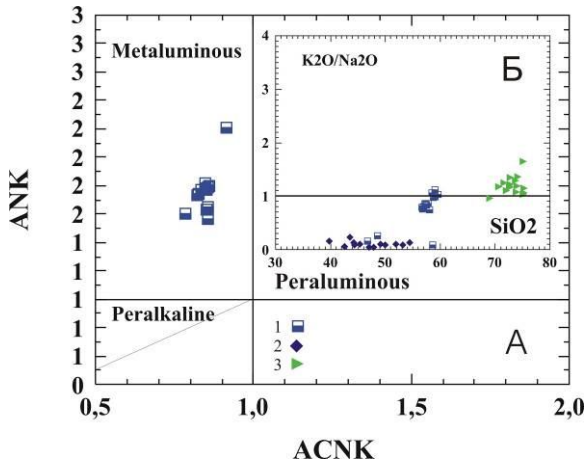


Рис. 2. Диаграммы: А – ANK-ACNK [3] отношение суммы щелочей и CaO; Б – Соотношение K_2O/Na_2O с SiO_2. Цифрами: 1 – Анакитский массив, 2 – Монгойский (габброиды), 3 – Усойский массив (граниты).

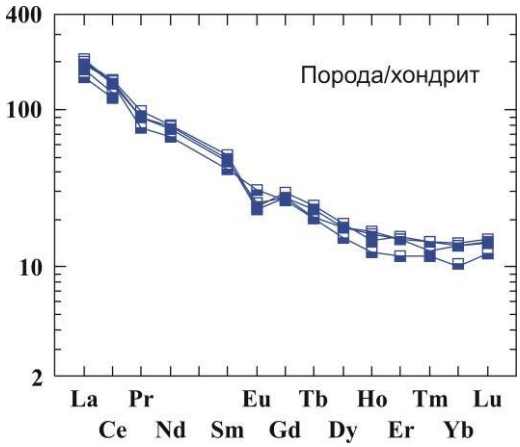


Рис. 3. График нормированных по отношению к хондритам содержаний РЗЭ в породах Анакитского массива.

В заключение нужно отметить, что полученные новые геохимические и геохронологические данные подтверждают существующие представления о позднепалеозойском магматизме Западного Забайкалья [2, 4, 5,6]. Образование массива происходило в условиях высокой магматической и тектонической активности в областях постколлизионного анорогенного магматизма [3].

1. Ветлужских Т.А. Анакитский массив в бассейне р. Бол. Амалат, Витимское плоскогорье: вещественный состав, формационная принадлежность // Строение литосферы и геодинамика. Материалы XXII Всероссийской молодежной конференции. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2007. С. 108-109.
2. Гордиенко И.В., Баянов В.Д., Жамойцына Л.Г., Климук В.С., Пахольченко Ю.А. Бимодальные вулканоплутонические ассоциации позднего палеозоя Забайкалья и геодинамические условия их формирования // Геология и геофизика, 1998, Т.39 (2). С. 190-203.
3. Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1987. 227 с.
4. Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Миронов А.Г., Бараш И.Г., Буланов В.А., Сизых А.И. Интерпретация геохимических данных / Учеб. пособие. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.

5. Литвиновский Б.А., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Журавлев Д.З., Посохов В.Ф., Сандимирова Г.П., Кузьмин Д.В. Позднетриасовый этап формирования щелочно-гранитоидной провинции: данные изотопно-геохимических исследований // Геология и геофизика, 2001, Т. 42 (3). С. 445- 455.
6. 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.
7. Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья // Геология и геофизика, 2010, Т. 51 (9). С. 1249-1276.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ПЛАТИНОНОСНОСТЬ ПОРОД САГАН-САЙРСКОГО УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВОГО МАССИВА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

Б. Б. Дамдинов

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

Находки коренной минерализации ЭПГ в офиолитах чаще всего связаны с проявлениями минералов Pt, Ru, Ir и Os в связи с платиноносными хромититами, а также в водотоках, дренирующих ультраосновные породы. В последние годы появились сведения о наличии платиноидов в зонах углеродизации в ультрабазитах [2]. То есть, платиноидная минерализация приурочено преимущественно к ультрабазитовой части офиолитового разреза. Однако наши исследования показали, что в определенных случаях платиносными могут быть и породы ультрабазит-базитового (кумулятивного) комплекса офиолитовой ассоциации. Достаточно крупные фрагменты такого комплекса известны в пределах Восточно-Саянского офиолитового пояса – Дунжугурский, Саган-Сайрский и др. массивы. Повышенной платиноносностью отличается Саган-Сайрский ультрабазит-базитовый массив, результаты изучения которого представлены в данном труде.

Саган-Сайрский базит-ультрабазитовый массив расположен на водоразделе рек Саган-Сайр и Барун-Саган-Сайр и представляет собой юго-западное продолжение Оспинско-Китойского ультрабазитового массива. Площадь массива около 2,25 км^2. В плане массив имеет сложную, близкую к изометричной форму, осложнённую клиновидными выступами, и слагает пластообразное тело, надвинутое на песчаники и конгломераты сагансайрской свиты.

Саган-Сайрский массив сложен образованиями кумулятивного и сетчато-полосчатового комплексов офиолитовой ассоциации. Серпентиниты сетчато-полосчатого комплекса закартированы в западном и северо-восточном эндоконтактах массива. Серпентиниты представлены разновидностями преимущественно антигоритового, реже лизардитового и хризотил лизардитового состава, часто карбонатизированы, местами превращены в тальк-карбонатные породы и лиственит. Породы кумулятивного комплекса представлены габброидами и пироксенитами, в разной степени измененными. Габброиды изменены до кварц-альбит-тремолитовых, кварц-серицит-цоизит-карбонатных, пород, редко отмечаются относительно слабо измененные цоизит-амфибол-плагиоклазовые и мусковит-плагиоклазовые породы, слагающие вытянутые тела (зоны) среди метасоматитов. Пироксениты амфиболизированы, серпентинизированы, местами превращены в тремолит-пироксеновые, хлорит-серпентин-тремолитовые породы с реликтами пироксенов. Следует отметить, что габброиды и ультрабазиты часто слагают полосчатые зоны переслаивания.

На диаграмме MgO-SiO_2 точки составов пород формируют три отчетливых поля с последовательным уменьшением содержаний MgO и увеличением – SiO_2, соответствующие по составу слабоизмененным альбитизированным габброидам (I), метасоматитам, среди которых различаются апогаббровые и апопироксенитовые метасоматиты (II) и серпентинитам (III) (рис. 1, а). По содержаниям элементов-примесей, от ультраосновных к основным породам постепенно снижаются концентрации когерентных элементов (Cr, Ni, Co), увеличиваются содержания «базитовых» (V, Zn) и некогерентных (Rb, Ba, Sr, Zr, Y) элементов, причем последними относительно обогащены слабоизмененные габброиды. Апогаббровые метасоматически измененные породы характеризуются значительной неравномерностью распределения элементов-примесей.

Рассеянная сульфидная минерализация фиксируется практически по всей площади массива. Более густовкрапленные зоны сульфидизации слагают протяженные полосы, достигающие первых сотен м по простиранию и до 10 – 20 м по мощности. Содержание сульфидов достигает 10 – 15 об.%. Преобладаю-

щим сульфидным минералом в метабазитах и метапироксенитах является пирит, тогда как в серпентинитах появляется пирротин, слагающий скелетные кристаллы, либо тонкую вкрапленность ксеноморфных зерен, рассеченных кристаллами серпентина. В пирите местами отмечаются редкие округлые и каплевидные включения халькопирита, пирротина и единичные микровключения галенита. Формирование пирротиновой минерализации предшествовало антигоритизации ультрабазитов, что видно по наличию скелетных зерен, рассечённых кристаллами антигорита. Более поздний пирит субсинхронен вторичному преобразованию пород.

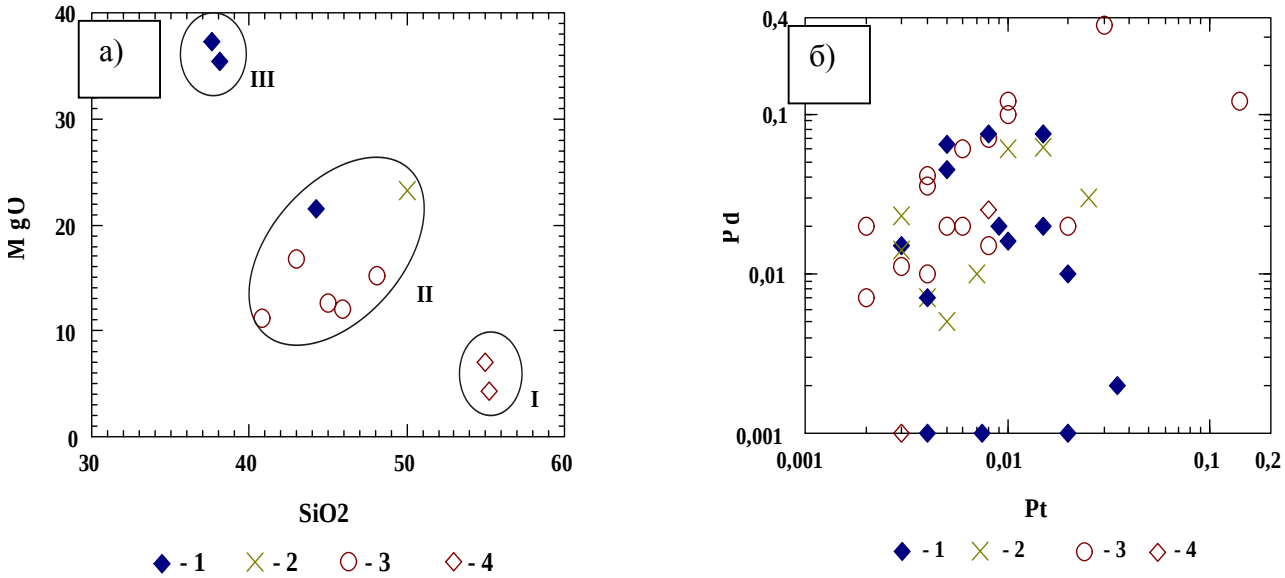


Рис. 1. Соотношения элементов в породах Саган-Сайрского массива: а – SiO_2 – MgO, б - Pt-Pd. 1 – серпентиниты, 2 – пироксениты, 3 – метасоматиты, 4 - габброиды

Проведенные изотопные анализы сульфидной серы из пирита показали значения $\delta^{34}S$ = +0.7 и +8.7‰. Такие значения соответствуют ювенильному источнику. Близкие значения $\delta^{34}S$ (+2.8 – +9.4‰) имеет сера из массивных сульфидных руд, локализованных в углеродистых сланцах ильчирской толщи, слагающей верхнюю, вулканогенно-осадочную часть офиолитовой ассоциации [2]. Соответственно, источником серы служили глубинные мантийные флюиды с примесью морской воды. Такие условия могут создаваться на дне океанического бассейна, при функционировании подводных гидротермальных систем, верхние части которых наблюдаются в настоящее время в виде линз сплошных сульфидных руд в углеродистых сланцах верхней пластины офиолитового комплекса. В таком случае, зоны сульфидной минерализации могли представлять собой подводящие каналы («зону дренажа») для циркулирующих гидротермальных растворов.

Сульфидизированные породы характеризуются устойчиво повышенными концентрациями Pt и Pd в районе 0.0n – 0.n (до 0.39 г/т суммы Pt+Pd) г/т, вне зависимости от химического состава силикатных пород (рис. 1, б). Содержания остальных ЭПГ, в частности Ir и Rh имеют значания в первые мг/т, либо ниже предела обнаружения. ЭПГ имеют слабую положительную корреляцию с As (в частности Pd), что может свидетельствовать о присутствии ЭПГ в форме арсенидов или сульфоарсенидов – например сперрилита, холлингвортита и др. Следует отметить, что остальные полуметаллы – Sb, Te присутствуют в низких концентрациях, на уровне первых г/т, либо ниже предела обнаружения анализа. Корреляционных зависимостей ЭПГ с другими рудообразующими компонентами не установлено. Концентрирование ЭПГ в породах связано с накоплением последних в сульфидных минералах. Так, изучение распределения Au, Pt и Pd в сульфидном, хромитовом концентратах и в магнитной фракции из серпентинитов показало, что концентрация благородных металлов происходит преимущественно в сульфидных минералах, где на порядок повышены содержания всех трех изученных элементов [1]. Минеральные формы ЭПГ в сульфидизированных породах в настоящее время не установлены, возможно, платиноиды находятся в виде изоморфной примеси в сульфидах.

Таким образом, наличие зон с повышенными концентрациями ЭПГ в породах Саган-Сайрского ультрабазит-базитового массива свидетельствует о возможности концентрирования платиноидов в образованиях кумулятивного комплекса офиолитовой ассоциации, наряду с породами реститового комплек-

са. Необходимым условием для этого является наличие сульфидной минерализации. Следовательно, необходима оценка уровня концентраций ЭПГ в известных гидротермальных сульфидных проявлениях Fe-Cu-Ni-Co минерализации, локализованных в базитах и ультрабазитах офиолитовой ассоциации.

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

1. Дамдинов Б. Б. Нетрадиционные типы благороднометалльной минерализации в офиолитах Восточно-Саянского и Джидинского поясов (минералогия, геохимия, генезис). Автореф. дисс. … канд. геол.-мин. Наук. Улан-Удэ: ГИН СО РАН, 2004. 33 с.
2. 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.

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ ЦИРКОНА ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Ю.В. Денисова
Институт геологии КНЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, yulden777@yandex.ru

Высокая физико-химическая устойчивость циркона к воздействию наложенных процессов, связь облика и внутреннего строения минерала с условиями формирования и преобразования пород – все это позволяет получить более детальную информацию о включающей циркон породе.

С помощью микрозондовых исследований акцессорного циркона выявлены как содержания основных элементов, так и определяющие соотношения по каждому из гранитоидных массивов Приполярного Урала (Кожимского, Бадьяюского, Яротского, Тыногодского, Николайшорского).

Повышенное содержание постоянного элемента – гафния позволяет выделять позднемагматические и пегматитовые генерации циркона. Так же на основе цирконий-гафниевого отношения, зависящего от состава породы, определяются два типа парагенезисов цирконов кристаллического основания коры - сиалического (гранитоидного) и мафического (базальтоидного).

Для циркона из гранитоидных массивов Приполярного Урала характерно следующее: в центральных частях кристаллов циркона средняя величина ZrO_2/ HfO_2 находится в диапазоне от 46 до 53; в периферических частях кристаллов циркона среднее содержание гафния больше, а величина ZrO_2/ HfO_2 меньше, чем в его центральных частях, и в среднем составляет от 39 до 44.

Содержание таких, элементов, как уран и торий во многом определяется их количеством в материнских породах. Присутствие U в кристаллических цирконах гранитоидов, в отличие от Th, который встречается преимущественно в метамиктных цирконах, устойчиво.

В акцессорных цирконах рассмотренных массивов присутствуют слабые следы данных элементов-примесей.

Учитывая, что содержание тантала в цирконах увеличивается в гранитах поздних фаз, поэтому отношение Nb/Ta в акцессорном цирконе из пород генетически связанных серий гранитоидов так же, как и отношение ZrO_2/ Hf_2, используется для выяснения вопросов о происхождении пород.

Содержание редкоземельных элементов в цирконе является индикатором генезиса вмещающей его породы. Обычно редкие земли представлены Y, реже La, Ce.

Наибольшее содержание данных элементов–примесей характерно для цирконов Николайшорского гранитоидного массива, в редких зернах – для цирконов Бадьяюского массива.

ДИАТОМОВЫЕ ВОДОРОСЛИ РОДА *TETRACYCLUS* В МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРНОЙ ПАЛЕОДОЛИНЫ ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ

Ю.Ф. Дубровина, М.В. Усольцева
Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия, uliada@lin.irk.ru

Изучение состава диатомовой флоры и её изменений во времени даёт возможность воссоздать историю водоёма, связанного с климатическими изменениями и развитием рельефа в регионе. Диатомовые водоросли из миоценовых отложений Витимского плоскогорья изучались с 1970 г. [1, 2, 4]. В приведённых списках видового состава диатомовых комплексов нередко упоминается род *Tetracyclus* Ralfs, в

значительной степени представленный вымершими, пресноводными разновидностями, многие из которых использовались в качестве стратиграфических маркеров [5]. В последней монографии [3] для Северной палеодолины Витимского плоскогорья указаны следующие виды рода *Tetracyclus* Ralfs: *T. celatom* Okuno, *T. ellipticus* (Ehr.) Grunow круг форм, *T. emarginatus* (Ehr.) Smith, *T. floriformis* Tscher., *T. lacustris* Ralfs et. var.. Исследования диатомовых водорослей из отложений данного региона ранее проводились с помощью световой микроскопии. В связи с чем, необходим пересмотр систематического положения вышеупомянутых таксонов.

В результате настоящего исследования с помощью сканирующей электронной микроскопии изучены представители рода *Tetracyclus* Ralfs из образцов скважин 4124, 4119 и 4053, пробуренных ПГО «Сосновгеология» в Северной палеодолине Витимского плоскогорья. Литологическое описание скважин приведено в монографии С.В. Рассказова [3].

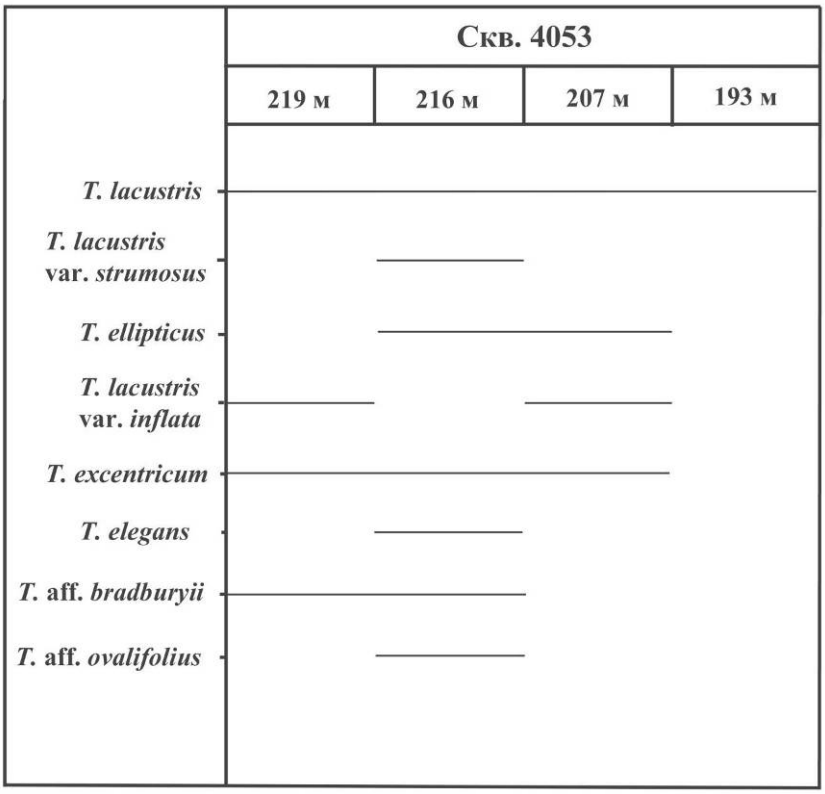


Рис. 1. Стратиграфическое распределение видов рода *Tetracyclus* Ralfs в скв. 4053

В образцах скважины 4124 разнообразие диатомей было скудным. Единично встречался только *T. lacustris.*

Скважина 4119 отличалась большим разнообразием рода *Tetracyclus* Ralfs. В образцах обнаружены следующие виды: *T. lacustris, T. lacustris* var. *strumosus, T. ellipticus, T. excentricum, T.* aff. *bradburyii, T.* aff. *ovalifolius, T. emarginatus* (Ehr.) Smith, *T.* aff. *lacustris* var. *elongatus* Hustedt, *T. ellipticus* var. *lancea* f. *subrostrata* Hustedt, *T. ellipticus.* var. *lancea* f. *lancea* (Ehr.) Hustedt, *T. elegans* (Ehr.) Ralfs in Pritchard, *T. castellum* (Ehr.) Grunow, *T. poligibbum* (Pantocsek) Williams.

Опорное стратиграфическое значение в палеодолине имеет разрез по скв. 4053 участка Экзар, разведочная линия 420. В исследуемых образцах выявлены виды *T. lacustris Ralfs, T. lacustris* var. *strumosus* (Ehr.) Hustedt, *T. ellipticus* (Ehr.) Grunow, *T. ellipticus* var. *inflata* Hustedt in a Schmidt, *T. excentricum* (Ehr.) Williams, *T.* aff. *bradburyii* Williams, *T.* aff. *ovalifolius* (LI) Williams. На примере скв. 4053 рассмотрено стратиграфическое распределение рода (рис.1). Из рисунка следует, что в нижней части керна отмечены виды: *T. lacustris, T. ellipticus* var. *inflata, T. excentricum* и *T.* aff. *bradburyii.* Выше по разрезу (на глубине 216 м) выявлено больше разновидностей данного рода, что говорит о благоприятных условиях осадконакопления.

Наиболее интересным является изменение видового состава данного рода в интервале глубин 216-207 м. На глубине 207 м отмечено исчезновение таких разновидной, как *T. lacustris* var. *strumosus, T. elegans, T.* aff. *bradburyii, T.* aff. *ovalifolius.* Вероятно, эти виды могут быть использованы как стратиграфи-

ческие маркеры экологических (климатических) изменений, произошедших в период, соответствующий осадконакоплению в интервале глубин 216-207 м.

Вид *T. lacustris* был отмечен на всех глубинах. На глубине 193 м. отмечена его единичная встречаемость, что, скорее всего, является показателем смены гидрологических условий водоёма.

Таким образом, по сравнению с ранее опубликованными данными, настоящее исследование позволило выявить большее разнообразие представителей рода *Tetracyclus* Ralfs. Впервые для данного региона приведены виды *T. lacustris* var. *strumosus, T. excentricum, T.* aff. *bradburyii, T.* aff. *ovalifolius, T.* aff. *lacustris* var. *elongatus, T. ellipticus* var. *lancea* f. *subrostrata, T. ellipticus.* var. *lancea* f. *lancea, T. elegans, T. castellum, T. poligibbum.* Виды *T. celatom* и *T. floriformis* нами не обнаружены. Необходимы дальнейшие тщательные исследования, как видового разнообразия исследуемого рода, так и тонкой структуры панцирей.

Работа выполнена в рамках гранта Президента РФ МК-2617.2011.5.

Авторы выражают благодарность д.г.-м.н С.В. Рассказову и д.г.н. Г.К. Хурсевич за предоставление материала.

1. Ендрихинский А.С. О нахождении миоценовых отложений на Витимском плоскогорье / Ендрихинский А.С., Черемисинова Е.А.// ДАН СССР, 1970, № 4. С. 885-888.
2. Моисеева А.И. Роль диатомовых водорослей в стратиграфии и палеографии неогена Восточной Сибири. Проблема возраста геологических образований Восточной Сибири. Итоги и дальнейшие направления исследований с целью подготовки к изданию «Геолкарты-50» // Тез. Докладов, Иркутск, 1984. С. 86-87.
3. Рассказов С.В**.** Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья: Феномен длительного рифтогенеза на юге Восточной Сибири. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2007. 193 с.
4. Резанов И.Н., Черняева Г.П., Савинова В.В. К истории накопления миоценовой толщи Джилиндинской впадины (Западной Забайкалье) // Тез. докл. По истории озер. Л., 1986. С. 74-76.
5. Williams D.M. Fossil species of the diatom genus Tetracyclus (Bacillariophyta, “ellipticus” species group): morphology, interrelationships and the relevance of ontogeny *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B* 351, 1759-1782. 1996.

ПОЗДНЕКАЛЕДОНСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ДЖИДИНСКОЙ ЗОНЫ (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

А.Л. Елбаев

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

По результатам геохронологических исследований [1] гранитоидов Дархинтуйского и Барунгольского массивов установлено, что в Джидинской зоне каледонид проявился позднекембрийско-раннеордовикский (489-477 млн. лет) гранитоидный магматизм. Геолого-петрологические исследования, показали, что гранитоиды образуют однофазные тела сложенные слабопорфировидными породами тоналитового состава и имеют общие минералого-петрографические и геохимические характеристики [2]. Традиционно считалось, что данные гранитоиды (тоналиты) являются островодужными образованиями, формирование которых связано с развитием островных дуг Палеоазиатского океана. Вместе с тем, как показывают исследования последних лет, образование тоналит-трондьемитовых магм может являться следствием утолщения и разогрева коры, связанных с аккреционно-коллизионными процессами [3; 4; 5]. Так как на основе изотопно-геохронологических и геологических исследований [1] обоснована связь гранитоидов с коллизионными процессами, то данная работа направлена на выяснение условий, необходимых для генерации тоналитовых магм в обстановке коллизии. Для этого необходимо решение следующих задач: 1) изучение редкоземельного и изотопного состава тоналитов; 2) обоснование генерации расплавов на нижнекоровом уровне; 3) выявление вероятных источников расплавов при плавлении в коре, утолщенной в результате коллизионных процессов.

Позднекаледонские гранитоидные массивы Джидинской зоны занимают несколько обособленное положение - размещаются во флишоидной джидинской толще, или на границе флишоидной толщи и офиолитового комплекса (рис. 1).

По химическому составу гранитоиды позднекаледонского этапа однотипны и отвечают семейству гранодиоритов (SiO_2=64-68 масс.%). На нормативных классификационных диаграммах, где разделены тоналиты и гранодиориты, фигуративные точки составов гранитоидов располагаются в поле тоналитов.

Они относятся к высокоглиноземистым (Al_2O_3=16-17 масс.%) породам нормального ряда натровой серии (Na_2O/K_2O=3.17-3.52). По соотношению SiO_2-K_2O соответствуют гранитоидам низкокалиевой известково-щелочной серии. Для гранитоидов характерны пониженные концентрации большинства литофильных и редких элементов (K, Rb, Ti, Y, Nb, Zr, ТРЗЭ), повышенные - Sr, Cr, Ni. Индекс насыщенности алюминием (ASI) рассматриваемых породах колеблется от 0.89 до 1.05, и они располагаются в поле металюминиевых и субалюминиевых гранитоидов. Подобные значения этого коэффициента указывают на то, что гранитоиды близки I - типу (0.69-1.1). В рамках общей петролого-геохимической систематики тоналиты сопоставляются с гранитами I-типа [6], которые образуются в результате плавления первично-магматического субстрата.

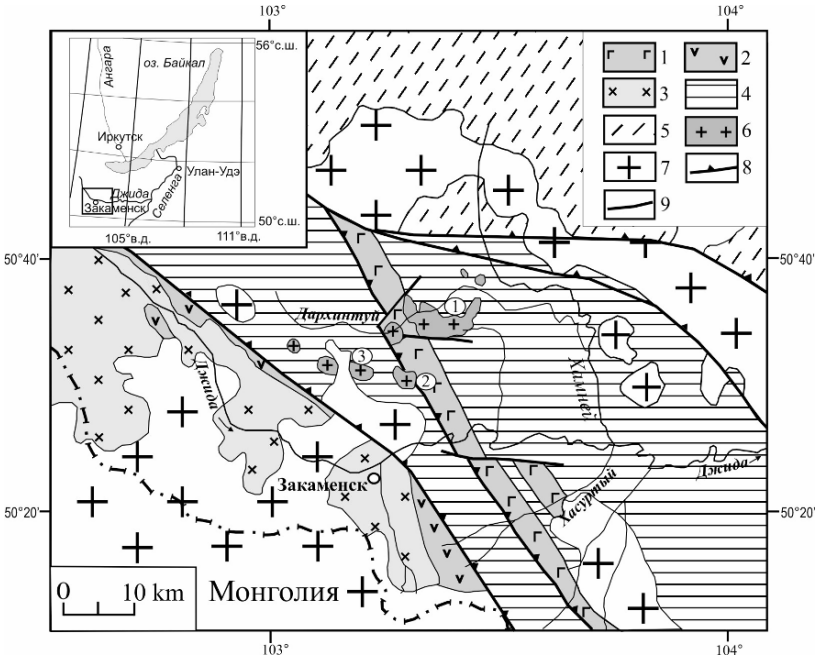


Рис 1. Схема Джидинской зоны палеозоид (Юго-Западное Забайкалье).
1 – офиолитовый комплекс нерасчлененный; 2-3 – Джидинская островодуж-ная система (V-$Є_1$); 2 – островодужный вулканогенный комплекс нерасчлененный; 3 – джидинский островодужный габбро-диоритовый комплекс; 4 – флишоидный комплекс задугового палеобассейна ($Є_{1-2}$d); 5 – комплекс отложений Хамардабанского метаморфического террейна (PZ_1); 6 – позднекаледонские массивы тоналитового состава; 7 – дабанский внутриплитный сиенит-граносиенитовый комплекс (γε PZ_{2-3}); 8 – разломно-сдвиговые и надвиговые зоны; 9 – другие разломы. Массивы гранитоидов (цифры в кружках): 1 – Дархинтуйский; 2 – Барунгольский; 3 – Верхнебарунгольский.

Тоналиты характеризуются крутым отрицательным спектром распределения РЗЭ ($(La/Yb)_N$=12.40-30.62), и отсутствием существенных аномалии по Eu ($(Eu/Eu^*)_N$=0.9-1.1). Отсутствие на спектрах распределения РЗЭ значимых Eu- минимумов, говорит о том, что формирование тоналитов не связано с дифференциацией более мафических магм, и, следовательно, они могут рассматриваться как первичные и самостоятельные выплавки. Это подтверждается и отсутствием пород основного и среднего состава в строении массивов.

В целом, по содержанию Al_2O_3 (16.0-16.9 масс.%), Yb (0.60-0.93 г/т) и отношениям Sr/Y, $(La/Yb)_N$ они отвечают всем признакам тоналит-трондьемитовой высокоглиноземистой серии [7; 8], и на диаграмме Yb-Eu их фигуративные точки лежат в области составов расплавов, равновесных с гранат-амфиболовыми (с низким содержанием граната) реститовыми парагенезисами (рис. 2). Деплетирование тяжелыми РЗЭ и иттрием в той степени, которая наблюдается в изученных тоналитах, достижима при преобладании амфибола в рестите и при незначительном содержании граната и ± плагиоклаза. Такой состав рестита указывает, что выплавление первичного расплава происходило при P~15-16 кбар.

Первичные отношения изотопов Sr в тоналитах изученных массивов составляет 0,7055-0,7058, что соответствует коровым значениям.

В современной литературе наиболее активно обсуждаются две наиболее вероятные тектонические модели формирования высокоглиноземистых тоналит-трондьемитовых магм [9, ссылки там]: 1) плавление погружающейся в зоне субдукции молодой и горячей океанической плиты; 2) плавление метабази-

тового субстрата в основании утолщенной коры.

Поскольку геолого-геохронологическими данными обосновано формирование исследованных гранитоидов в коллизионных обстановках, это позволяет рассматривать их генезис в рамках модели плавления низов коллизионно-утолщенной коры. Заключение о коллизионной природе изученных гранитоидов Джидинской зоны подтверждается и геохимическими данными. На дискриминационной диаграмме [10], которая разделяет гранитоиды по геодинамическим обстановкам формирования, точки их составов располагаются в поле коллизионных гранитов.

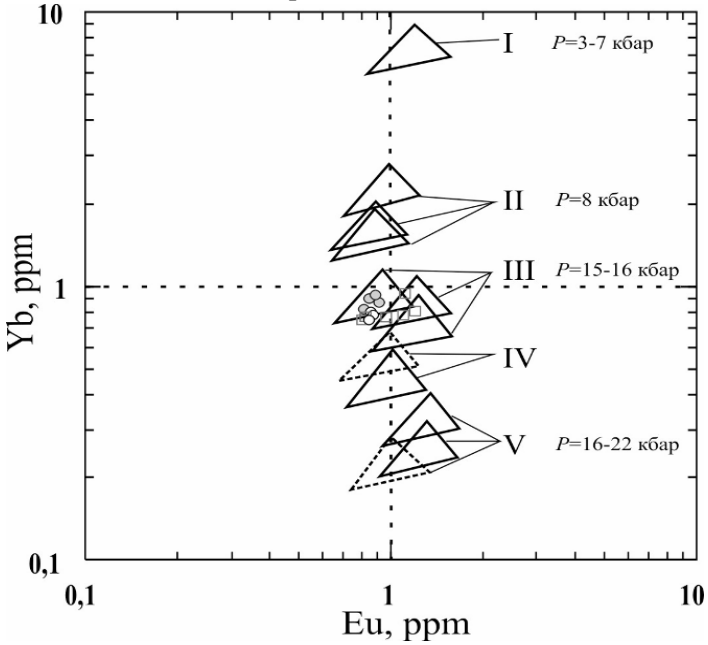


Рис. 2. Диаграмма Eu-Yb по [Туркина, 2000], показывающая вероятные условия образования тоналит-трондьемитовых расплавов. Римскими цифрами обозначены концентрация элементов (треугольниками показаны области состава) в тоналит-трондьемитовых магмах, равновесных с пятью геохимическими типами субстратов: I – габбровым, II – амфиболитовым, III, IV – гранат-амфиболитовым (III – с низким содержанием граната, IV – с высоким), V – эклогитовым.

Сопоставление составов изученных гранитоидов с экспериментальными данными [11; 12], полученные при дегидратационном плавлении коровых пород, свидетельствует о том, что источниками исходных для них расплавов могли служить магматические породы основного составов, превращенные в результате метаморфических процессов в амфиболиты и/или гранулиты. В пользу корового образования исходных расплавов, как уже отмечалось, свидетельствует первичные отношения изотопов стронция. Спектры РЗЭ тоналитов характеризуются крутым наклоном в области средних и тяжелых РЗЭ, что указывает на формирование материнских расплавов на глубине около 45 км в области устойчивости амфибола и граната и неустойчивости плагиоклаза, что подтверждается высоким содержанием Sr в породах и его положительными пиками на спайдер-диаграммах, а также отсутствием отрицательной Eu-аномалии.

Участие в петрогенезисе гранитоидов источников с длительной коровой предысторией отражают низкие положительные и близкие к нулю величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ = +0.3…+1.2 и среднерифейские Nd-модельные возраста (1.2-1.0 млрд. лет) исследованных гранитоидов. На диаграмме "ε_{Nd} – Возраст" фигуративные точки изученных гранитоидов находятся между полями эволюции изотопного состава Nd базальтов офиолитового комплекса Джидинской зоны, с одной стороны, и терригенных осадков джидинской свиты, с другой (рис. 3).

Однако не до конца ясно, на каком этапе произошло смешение этих двух компонентов: а) в самом источнике плавления (гетерогенный источник), б) либо за счет взаимодействия с вмещающими породами после плавления (контаминация расплава). Ограничением первой модели служат геологические факты прорывания тоналитами метатерригенных пород джидинской свиты. В целом как было показано [13], даже небольшие (первые проценты) добавки осадков с соответствующими изотопными характеристиками способны удревнить модельный возраст.

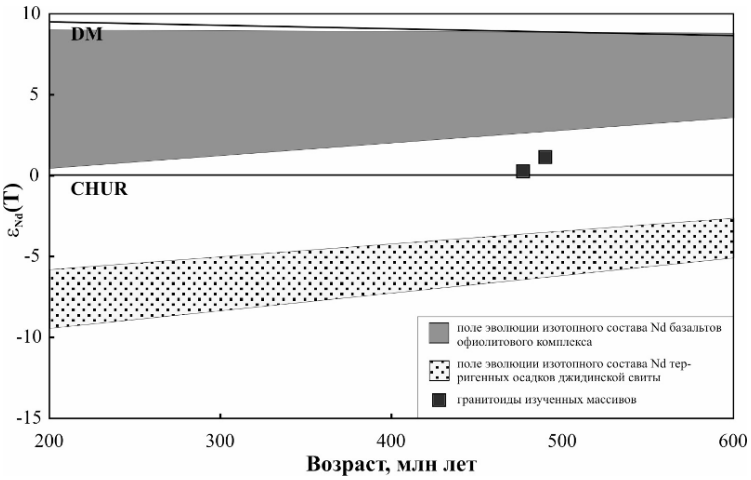


Рис. 3. Диаграмма ε_{Nd}(T)-Возраст для позднекаледонских гранитоидов. Поля эволюции изотопного состава Nd по [1].

ВЫВОДЫ:

1. Позднекаледонские гранитоиды Джидинской зоны расположены исключительно среди отложений флишоидной толщи (см. рис. 1), которая рассматривается как фрагмент турбидитового (задугового) палеобассейна сопряженный с Джидинской островной дугой [14, 15].
2. Образование тоналитов Дархинтуйского (489±2 млн лет) и Барунгольского (477±7 млн. лет) массивов во времени связано с позднекембрийско-ордовикскими аккреционно-коллизионными событиями (510-440 млн лет), проходившими в Алтае-Саянской складчатой области [5, 16 и др.].
3. Позднекаледонский гранитоидный магматизм в Джидинской зоне непосредственно следовал за аккреционно-коллизионной фазой складчатости (510-505 млн. лет) и связанными с ней орогенными событиями [16]. По своему структурному положению гранитоиды являются постскладчатыми или посткинематическими (т.е. рвут смятые в складки осадочные отложения) и отличаются по составу от типичных ранних синскладчатых мигматит-гранитов и лейкогранитов [17, 18 и др.].
4. Изученные гранитоиды по распределению петрогенных и редких элементов сопоставимы с высокоглиноземистыми тоналит-трондьемитовыми комплексами или низкокалиевыми разностями I-гранитов. Для них характерны повышенные концентрации CaO и Sr, обеднение тяжелыми РЗЭ и Y, высокие $(La/Yb)_N$ и Sr/Y отношения. Эти особенности свидетельствуют о формировании расплавов из метамагматических (метабазитовых) субстратов при давлении 15-16 кбар, то есть в низах утолщенной при коллизии мафической коры задугового палеобассейна.
5. Участие в магмообразовании метатерригенных пород (турбидитов) фиксируется только Sm-Nd изотопными данными, и их вклад, по-видимому, был незначительным.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ и СО РАН «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ» (проект 9.1.) и РФФИ (проекты 08-05-00290, 07-05-92001).

1. Гордиенко И.В., Ковач В.П., Елбаев А.Л., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Возраст и условия формирования коллизионных гранитоидов Джидинской зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса (Юго-Западное Забайкалье) // Петрология, 2012, Т. 20, № 1. С. 45-65.
2. Елбаев А.Л. Особенности вещественного состава раннепалеозойских коллизионных гранитоидов Джидинской зоны (Юго-Западное Забайкалье) // Геохимия и рудообразование радиоактивных, благородных и редких металлов в эндогенных и экзогенных процессах: Материалы Всероссийской конференции посвященной 50-летию СО РАН и 80-летию чл.-корр. РАН Ф.П. Кренделева. Улан-Удэ: Геологический институт СО РАН, 2007. С. 76-79.
3. Barnes C.G., Petersen S.W., Kistler R.W. et al. Source and tectonic implication of tonalit-trondhjemite magmatism in the Klamath Mountains // Contrib. Mineral. Petrol., 1996, V. 123. P. 40-60.
4. Туркина О.М. Протерозойские тоналиты и трондьемиты юго-западной окраины Сибирского кратона: изотопно-геохимические данные о нижнекоровых источниках и условиях образования расплавов в коллизионных обстановках // Петрология, 2005, Т. 13, № 1. С. 41-55.
5. Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии: Автореф. дис. …докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2010. 32 с.

6. Chappell B.W., White A.J. Two contrasting granite types // Pacific Geol., 1974, V. 8. P. 173-174.
7. Арт Дж. Г. Некоторые элементы-примеси в трондьемитах – их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий. Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 99-105.
8. Туркина О.М. Модельные геохимические типы тоналит-трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // Геохимия, 2000, № 7. С. 704-717.
9. Туркина О.М. Тоналит-трондьемитовые комплексы надсубдукционных обстановок (на примере позднерифейских плагиогранитоидов ЮЗ окраины Сибирской платформы) // Геология и геофизика, 2002, Т. 43, № 5. С. 420-433.
10. Великославинский С.Д. Геохимическая типизация кислых пород ведущих геодинамических обстановок // Петрология, 2003, Т. 11, № 4. С. 363-380.
11. Patino Douce A.E. What do experiments tell us about the relative contributions of the crust and mantle to the origin of granitic magmas? / Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques (Castro A., Fernandez C., Vigneresse J.L. Eds.). Geological Society Special Publications, 1999, Vol. 168. P. 55-75.
12. Altherr R. Holl A., Hegner E., Langer C., Kreuzer H. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany) // Lithos., 2000, Vol. 50. P. 51-73.
13. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов В.Б., Козаков И.К., Сальникова Е.Б. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd изотопные данные // Геохимия, 1996, № 8. С. 699-713.
14. Булгатов А.Н., Гордиенко И.В., Зайцев П.Ф., Турунхаев В.И. Геодинамическая карта Байкальского региона и сопредельных территорий. Улан-Удэ. Геол. институт СО РАН, 2004.
15. Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р., Горнова М.А., Медведев А.Я., Климук В.С., Елбаев А.Л., Томуртогоо О. Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде-палеозое // Геология и геофизика, 2007, Т. 48, № 1. С. 120-140.
16. Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // ДАН, 1999, Т. 369, № 6. С. 795-798.
17. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М.: Научный мир, 2001. 186 с.
18. Кармышева И.В. Синкинематические граниты и коллизионно-сдвиговые деформация Западного Сангилена (ЮВ Тува) // Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2012. 17 с.

СОВРЕМЕННЫЙ РЕНТГЕНОВСКИЙ АНАЛИЗ В ГЕОЛОГИИ

С.Г. Захваев
Bruker AXS , Новосибирск, Россия, zsg@bruker.ru

При проведении современных геологических исследований часто встает вопрос определения химического и минералогического состава материалов с высокой скоростью и точностью.

Элементный состав или как его еще называют, химический состав, удобно и быстро определяется методом рентгенофлуоресцентного анализа. Его основные преимущества заключаются в минимальных трудозатратах на подготовку проб, быстром проведении измерений, гибкости процедуры химического анализа, высокой точности, воспроизводимости результатов и полной интеграции в автоматизированный технологический цикл. Компания Bruker предлагает современные высокоскоростные волнодисперсионные спектрометры S8 TIGER, позволяющие определять содержание элементов от бериллия до ура-

на в концентрациях от долей ppm до 100%, а также настольный энергодисперсионный спектрометр S2 RANGER.

Фазовый и структурный анализ производится методом рентгеновской дифракции. Для решения этих задач предлагаются дифрактометры D8 ADVANCE, D2 PHASER, позволяющие анализировать широкий круг материалов. Применение термокамеры, позволяющей нагревать или охлаждать образцы in-situ, существенно расширяет возможности аналитической лаборатории для моделирования процессов производства. Если необходимо только определять количественный и качественный фазовый состав, размеры кристаллитов, то стоит обратить внимание на компактный дифрактометр D2 PHASER, помещающийся на рабочем столе, и требующий для работы только электропитание. Управляющий компьютер, система охлаждения интегрированы в дифрактометр.

Фирма имеет большой опыт применения аналитических приборов в исследовании, разработке и производстве различных материалов, что позволяет нашим специалистам помогать пользователям отрабатывать методики конкретных аналитических задач, включающих вопросы пробоподготовки и калибровки аналитических систем.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВОВ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ФОСФАТНЫХ МИНЕРАЛОВ ИЗ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПОРОД ЮГО-ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

И.А. Избродин, Г.С. Рипп, Е.В. Ходырева
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, ripp@gin.bscnet.ru

Одной из особенностей высокоглиноземистых пород Ичетуйского, Лево-Чемуртаевского, Номогонского и Кварцитового проявления является присутствие минералов с редкоземельными элементами. Изученные породы (кианит-аналузитсодержащие сланцы и кварциты) являются полиметаморфическими образованиями. В них на ассоциации прогрессивного этапа наложены парагенезисы регрессивного метаморфизма [1]. При этом формирование редкоземельных минералов происходило, главным образом, на регрессивной стадии метаморфического преобразования высокоглиноземистых пород. Содержание легких лантаноидов (основную долю составляют La, Ce, Nd) варьирует от 80 до 12000 ppm, а тяжелых РЗЭ остается примерно на одном уровне. Резкое преобладание легких РЗЭ над тяжелыми обусловил крутой наклон кривой диаграммы их нормированных концентраций.

Присутствие повышенных количеств легких РЗЭ, стронция, кальция, серы, фосфора во флюиде на регрессивной стадии привело к образованию серии изоморфных минералов. Среди минералов группы натроалунита внимания заслуживают флоренсит, а также сванбергит-вудхаузеит, натроалунит с повышенными (1-4 масс.%), и высокими (до 10 масс.%) содержаниями легких РЗЭ. Эти минералы изоструктурны и формируют изоморфную систему с ограниченной смесимостью.

Редкоземельные минералы Ичетуйского проявления.

Флоренсит представлен двумя отличающимися по составу типами. Флоренсит-1 является главным носителем редкоземельных элементов. Количество минерала на отдельных участках достигает 1-3 объемных %. Он встречается в виде вкрапленности, гнезд, прожилков главным

образом в андалузит-диаспоровом агрегате. Минерал ассоциирует с гематитом, натроалунитом и пирофиллитом, содержит мелкие (сотые доли мм) включения монацита. Он замещается натроалунитом, вудхаузеитом и сванбергитом. В флоренсите отмечается зональность, обусловленная неравномерным распределением SrO, BaO и SO_3. Флоренсит-2 содержит Na_2O (до 1.8 масс.%) положительно коррелирующийся с SO_3. Оба типа флоренсита содержат существенно легкие лантаноиды, имеют близкие Ce/La, Ce/Nd и La/Nd отношения (соответственно: 1.5; 3.4; 5.2 и 1.4, 5.9, 8.1).

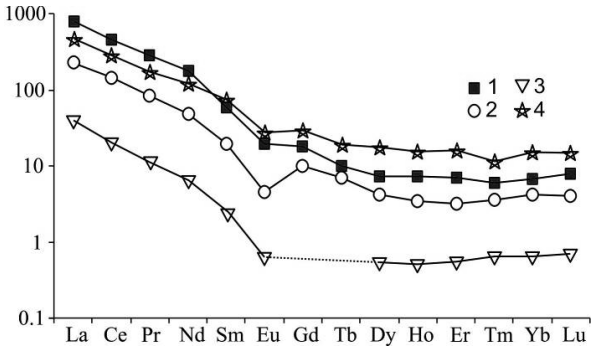


Рис. 1. Характер распределения содержаний редкоземельных элементов, нормированных к хондриту по [2] в кварц-кианитовых сланцах из проявлений: 1 – Ичетуйского (среднее 10); 2 – Лево-Чемуртаевского (среднее, 3); 3 – Номогонского (среднее, 2); 4 – аналузитсодержащих кварцитах участка Кварцитового (среднее, 9).

Среди минералов вудхаузеит-сванбергитового ряда также выделяется две генерации сванбергита (табл.). Эти минералы встречаются совместно и отличаются по химическому составу. Сванбергит ассоциирует с стронцийсодержащим натроалунитом и флоренситом. Отношения Ce/La, Ce/Nd и La/Nd для обоих минералов составили: 0.9; 6.9; 6.0 и 1.7; 2.4; 4.0, соответственно.

Монацит слагает реликты (сотые доли мм) в андалузите, флоренсите, лазулите, сванбергите. В пределах 1-2 масс.% отмечаются CaO, SrO и SO_3 (табл. 1). Ce/La, Ce/Nd и La/Nd отношения в нем равны – 1.7; 3.3; 5.1.

Для натроалунита характерна вариация CaO, SrO и редких земель (табл. 1). Часто он образует оторочки по флоренситу и представляет собой изоморфную смесь миналов флоренсита и стронцийсодержащего натроалунита. Отношение Ce/La в нем составляет 1.52.

Ксенотим относится к числу минералов заключительной стадии метаморфизма. Он встречен в виде каемок вокруг выделений гояцита, слагает вкрапленность зерен идиоморфной формы совместно с монацитом в вудхаузеит-сванбергите. В составе его повышены содержания тяжелых и средних лантаноидов, до 1 масс.% присутствует скандий участками уран (до 2 масс.% UO_2).

На Лево-Чемуртаевском проявлении редкоземельная минерализация сконцентрирована, главным образом, в сванбергите и ксенотиме. Сванбергит слагает разрозненную вкрапленность и небольшие скопления (до 100 мкм) в кварце, реже встречается в интерстициях кианита и мусковита. В нем наблюдается зональность, обусловленная повышенным содержанием РЗЭ внутренней зоны относительно внешней. Отношения Ce/La, Ce/Nd и La/Nd в нем 1.7, 2.8, 4.7.

Ксенотим ассоциирует с рутилом, встречается в виде идиоморфных зерен в пирофиллите или в интерстициях кианита. В нем повышены содержания диспрозия, иттербия и эрбия при преобладании первого. В зернах минерала слабо выражена зональность, связанная с вариациями UO_2.

В кврац-кианитовых сланцах *Номогонского проявления* РЗЭ присутствуют в сванбергите (до 3.24 мас%), в натроалуните (до 4.24 масс.%), гояците (до 11.68 масс.%) и монаците. Первые три минерала, как правило, встречаются совместно, образуя прожилково-линзовидные выделения в кварце, реже в интерстициях между зернами кварца и кианита. Размер зерен колеблется в пределах 20-30 мкм. Средний химический состав минералов представлен в таблице. Натроалунит и сванбергит с РЗЭ более ранний по отношению к редкоземельному гояциту. Все они замещаются более поздним сванбергитом и крандаллитом. Отношения Ce/La, Ce/Nd и La/Nd в минералах составляет: 2,4; 3,9; 9,3, 1,2; 5,1; 6,2, 2,1 и 2,1; 3,3, 6,9, соответственно.

Монацит установлен в виде реликтов в сванбергите. Отношения Ce/La, Ce/Nd и La/Nd в нем равны 1,2; 12,3 и 14,7.

Кварцитовое проявление

РЗЭ в кварц-слюдистых сланцах сконцентрированы в монаците, флоренсите и РЗЭ – сванбергите. Различается Th и Ce разновидности монацитов. В кварце и мусковите эти минералы встречаются в виде зерен угловато-вытянутой формы. Для ториевых разновидностей количествоThO_2 варьирует от 9.64 до 15.77 масс.%. В прямой зависимости от содержаний тория находятся примеси кальция и кремния (хаттанитовый минал). При увеличении содержания тория и кальция происходит пропорциональное уменьшение количеств церия, лантана, неодима. Другая разновидность монацита имеет преимущественно церий-лантановый состав. На долю других редкоземельных элементов приходится менее 6 масс.%. Отношения Ce/La, Ce/Nd и La/Nd в минералах равны 1,8; 1,75; 3,2 и 1,6; 2,5; 3,9 соответственно.

Флоренсит встречается по трещинкам кварца. Минерал замещается сванбергитом, содержит реликты монацита. В флоренсите отмечается слабая зональность, обусловленная неравномерным распределением SrO, CaO, SO_3. Отношения Ce/La, Ce/Nd и La/Nd в минерале составили 0,8; 18,3; 15.

РЗЭ в сванбергите, встречаются в виде зон, пятен образует включения в вудхаузеите, оторочки вокруг флоренсита, или маломощные прожилки в пирофиллите и андалузите. Содержание РЗЭ в минерале колеблется в пределах 1,5 – 3 масс.%, достигая в отдельных случаях 15 масс.%. Отношения Ce/La, Ce/Nd и La/Nd в минерале составили 1; 1,1; 1.

Проведенные исследования показали, что в прогрессивной стадии редкоземельные минералы представлены исключительно монацитом. В породах подвергшихся диафторезу происходило увеличение количества минеральных видов, содержащих редкоземельные элементы. Источником легких РЗЭ в них являлся монацит. Составы проанализированных минералов, нанесенные на диаграммы Ca-LREE-Sr и (Ca+Sr) – LREE – (Na+K) фиксируют два основных эволюционных тренда (рис. 2 *а, б*). Один из них (стронций–редкоземельный), можно интерпретировать как твердый раствор между флоренситом и сванбергитом (рис. 2 а). Второй (натрий-стронций-редкоземельный) является твердым раствором сванбергита, натроалунита и флоренсита (рис. 2 б). При замещении флоренсита сванбергитом среди двухвалентных катионов сохраняется доминирующая роль Sr, а соотношения легких РЗЭ меняются незначительно. это в первую очередь определяется кристаллохимическим фактором - совместным заполнением Sr и РЗЭ позиций в структурах минералов обоих семейств. Вхождение Na в структуру этих минералов приводит к неизбежному увеличению концентраций Sr и SO_3, и понижению количества РЗЭ.

Можно предполагать, что смена отношений легких лантаноидов является следствием фракционирования РЗЭ в процессе метаморфизма. В то же время известно, что мобильность и концентрация легких РЗЭ повышается с увеличением концентрации K и P, а наличие минералов группы алунита способствует накоплению легких лантаноидов (Kikawada et al., 2004). Таким образом, на регрессивном этапе, происходит эволюция РЗЭ, в результате чего на начальном этапе главным образом легкие лантаноиды концентрируются во флоренсите и, в меньшей степени - в сванбергите и натроалуните. Тяжелые лантаноиды фиксируются лишь в ксенотиме регрессивного этапа метаморфизма.

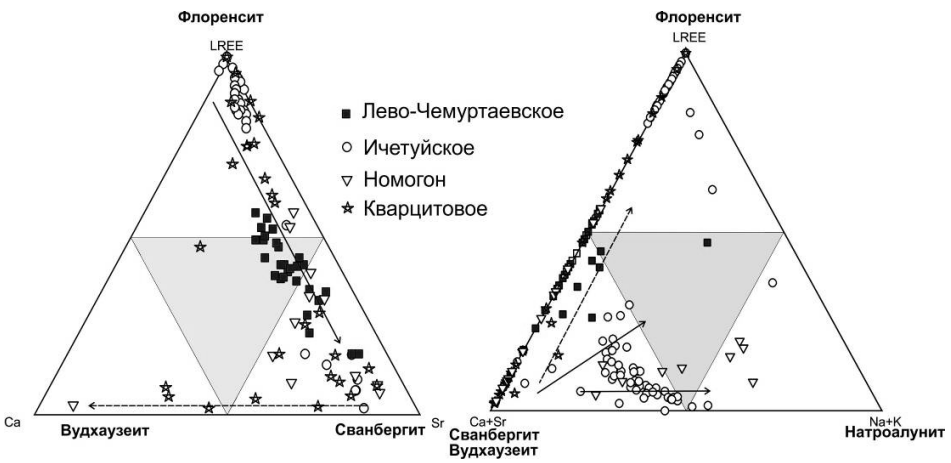


Рис. 2. Диаграммы катионного состава в минералах группы бедантита, плюмбогуммита и алунита из метаморфизованных высокоглиноземистых пород. а) Ca-LREE-Sr и б) (Ca+Sr) – LREE – (Na+K).

Таблица 1.

Химический состав монацита, флоренсита и РЗЭ содержащих сульфат-фосфатных минералов (масс.%), из проявлений высокоглиноземистых пород Юго-Западного Забайкалья.

Минерал (среднее)	Al_2O_3	Na_2O	K_2O	CaO	SrO	BaO	$FeO_{(общ)}$	La_2O_3	Ce_2O_3	Pr_2O_3	Nd_2O_3	ThO_2	P_2O_5	SO_3	F
Ичетуйское проявление															
Монацит (20)	н/обн	н/обн	н/обн	0.8	0.29	н/обн	н/обн	21.06	35.22	2.84	7.06	н/обн	29.94	0.6	н/обн
Флоренсит-1 (95)	29.5	н/обн	н/обн	0.34	0.62	1.03	0.03	9.84	15.15	0.86	2.91	н/обн	27.67	1.35	н/обн
Флоренсит-2 (10)	32.58	1	н/обн	1.14	0.28	н/обн	н/обн	9.65	13.31	0.37	1.64	н/обн	22.7	9.29	н/обн
Na- сванбергит (36)	32.57	1.59	0.08	0.95	11.89	0.05	0.21	2.29	1.98	н/обн	0.33	н/обн	19.66	17.03	н/обн
Сванбергит (13)	32.03	н/обн	н/обн	1.09	15.58	0.05	0.21	2.29	1.98	н/обн	0.33	н/обн	19.66	17.03	н/обн
Натроалунит (43)	34.45	3.09	0.29	1.08	8.75	0.06	н/обн	1.01	1.54	н/обн	н/обн	н/обн	10.21	27.51	н/обн
Лево-Чемуртаевское проявление															
Сванбергит (30)	28.08	0.43	0.45	1.25	9.18	1.39	1.35	3.28	5.63	0.04	1.19	н/обн	18.98	9.03	н/обн
Номогононское проявление															
Сванбергит (5)	33.85	н/обн	н/обн	3.53	14.18	1.33	н/обн	0.89	2.12	0	0.23	н/обн	20.04	13.92	н/обн
Гояцит (5)	33.99	н/обн	н/обн	1.41	12.14	1.53	н/обн	4.67	5.72	0.37	0.92	н/обн	28.17	3.61	2.19
Натроалунит (8)	35.65	2.01	1.31	1.51	7.23	н/обн	н/обн	1.25	2.62	н/обн	0.38	н/обн	11.91	24.88	н/обн
Монацит (6)	5.91	н/обн	н/обн	0.79	1.05	н/обн	н/обн	25.98	31.05	0.47	2.12	н/обн	32.15	1.48	н/обн
Кварцитовое проявление															
Монацит (3)	0.43	н/обн	н/обн	0.75	0.25	н/обн	н/обн	19	34.76	2.7	10.87	н/обн	28.95	1.31	н/обн
Монацит (3)	н/обн	н/обн	н/обн	2.47	н/обн	н/обн	н/обн	17.6	27.67	1.8	7.07	12.47	30.03	0.47	н/обн
Флоренсит-1 (15)	30.04	н/обн	н/обн	0.83	3.68	н/обн	н/обн	13.15	10.76	0.22	0.72	н/обн	24.79	4.4	н/обн
Сванбергит (5)	30.61	н/обн	0.96	2.97	10.94	2.12	8.02	1.87	1.81	0	1.73	н/обн	19.4	12.36	1.55

Примечание: в сванбергите Лево-Чемуртаевского проявление содержится 2.68 масс.% PbO, в монацитах Кварцитового проявления присутствует 0.43 и 0.44 масс.% . Sm_2O_3, соответственно.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РФФИ 11-05-00324, программы ОНЗ 10.3.

1. Избродин И.А., Рипп Г.С., Ходырева Е.В. Редкоземельная минерализация кварц-кианитовых сланцев Ичетуйского и Лево-Чемуртаевского проявлений (Западное Забайкалье). ЗРМО, 2011, № 6. С. 83-87.
2. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the earth // Chem. Geol., 1995, Vol. 20. P. 223-253.

МЕТАМОРФОГЕННЫЕ ЦИРКОНЫ ИЗ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПОРОД ЮГО-ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

И.А. Избродин, Г.С. Рипп, А.Г. Дорошкевич
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, ripp@gin.bscnet.ru

В настоящее время важной проблемой Монголо-Охотского складчатого пояса является изучение проявившихся на его площади метаморфических процессов. Выяснение роли их решается детальными петролого-минералогическими исследованиями в совокупности с локальными U-Pb методами датирования. Известно, что метаморфические цирконы характеризуются рядом особенностей, которые их отличают от магматических. К числу их относится морфология и внутреннее строение.

Нами изучены цирконы из гнейсов и силлиманит-, кианитсодержащих сланцев Юго-Западного Забайкалья (Ичетуйского, Лево-Чемуртаевского, Номогонского, Харанхойского проявлений). В них установлено несколько морфологических разновидностей этого минерала.

Циркон из кварц-мусковит-силлиманитовых сланцев *Кяхтинского силлиманитового* месторождения представлен полигональными изометричными зернами и кристаллами включенными в кварц (рис. 1 а). Электронно-зондовым анализом в них установлены до 1.02 масс.% Sc_2O_3, а в отдельных зернах - до 2.22 масс.% HfO_2. Сканированием зерен (электронный микроскоп, микрозонд) зонального распределения примесей в них не установлено. Не обнаружена зональность и при катодолюминсцентном

изучении минерала, что по [1] является одним из признаков метаморфического происхождения. Для U-Pb геохронологии были использованы одиночные прозрачные зёрна идиоморфной и округлой формы размером обычно не превышающим десятые доли миллиметра. В среднем в этом цирконе содержится 182 ppm U и 1,6 ppm Th, при $^{232}Th/^{238}U$=0.01. Наиболее реальный конкордантный возраст составил 138,1 ± 1,6 млн. лет, сопоставленный нами с этапом прогрессивного метаморфизма.

В биотит-амфиболовых гнейсах циркон представлен двумя типами кристаллов. Первый тип слагает бесцветные изометрические зерна иногда округлой формы (рис. 1 б) размером 150-200 мкм. Для него характерно присутствие до 2 масс.% HfO. В катодолюминесцентном изображении оболочки тёмные, тогда как ядерные части светлые. Цирконы второго типа представлены мелкими (до 150 мкм) мутными кристаллами. Они имеют слабо выраженную зональность, а в катодолюминесцентном изображении показывают чередование светлых полос с темными и с более светлым «пятнистым» ядром. В целом цирконы обоих типов имеют низкие концентрации тория и урана. В ядрах первого и второго типа в среднем содержится 64 и 55 ppm U и 47 и 0,3 ppm Th, при $^{232}Th/^{238}U$=0.78 и 0.01, а в оболочках 68-652 ppm U b Th - 53 и 7 ppm, соответственно, при $^{232}Th/^{238}U$=0.78 и 0.47. Такие низкие отношения Th/U обычно характерны для метаморфических цирконов. Для цирконов получены следующие конкордатные значения 281.9 ±4 и 131.6 ±1.97 млн. лет, соответственно.

Большая часть циркона *Ичетуйского* проявления образовалась на регрессивной стадии и представлена скоплениями, цепочечными выделениями округлых кристаллов (рис. 1 в), реже одиночной вкрапленностью в ассоциации с рутилом и фосфатными минералами. Размер зерен не превышает 20-50 микрон, в редких случаях достигает 100 - 150 микрон в диаметре. В минерале присутствует до 1 масс.% Sc_2O_3. В катодолюминесцентном изображении зерна имеют сложнопостроенные внутренние домены с неравномерным свечением и многочисленными включениями. Редко встречаются светлые вторичные каймы обрастания. В целом, цирконы имеют высокие концентрации урана (198-478 ppm) и низкие тория (0.1- 11.2 ppm). U-Pb возраст (136 ±1.2) не отличается от возраста полученного ранее Rb-Sr методом (144 ±10.8). Учитывая, что кристаллы цирконов имеют отчетливо выраженные признаки метаморфического происхождения, есть основание полагать, что полученные значения отвечают завершающему этапу формирования кианитовых сланцев.

Циркон, выделенный из сланцев *Лево-Чемуртаевского* проявления, как и на Кяхтинском месторождении представлен двумя морфологическими типами. Первый образует идиоморфные и субидиоморфные зерна (призматические, изометричные, округлые) в кварце и мусковите. Окраска минерала варьирует от бледно-коричневой до бледно-розовой, а размер зерен от 100 до 300 мкм. Второй тип представлен мелкими (<50 мкм) бледно-коричневыми кристаллами с неполным оформлением граней (рис. 1 Д) в виде цепочечных выделений, приуроченных к трещинкам кварца. Чаще всего он встречается в срастании с рутилом. U-Pb геохронологические исследования выполнены для циркона первого типа. В катодолюминесцентном изображении кристаллов видна слабая зональность, секториальность. Концентрация урана варьирует от 99 до 176 ppm, тория – от 72 до 185 ppm, со средними $^{232}Th/^{238}U$ отношениями равными 0,9. В оболочках циркона концентрация этих элементов понижена, и составляет 106 - 113 и 72 - 75 ppm, соответственно. Полученные конкордатные значения возраста показали 289±6 млн. лет. Для оторочек возраст омоложен на 12-19 млн лет.

Кристаллы циркона, выделенные из кварц-мусковит-кианитовых сланцев *Харанхойского проявления,* имеют округлые формы со слабо выраженной огранкой (рис. 1 г) запечатанные в кварц и рутил. В центральной части зерен циркона присутствует до 2,5 масс.% HfO_2. В катодолюминесцентном изображении из-за мелких размеров зональность не отмечается. Концентрация урана колеблется в интервале 606-776 ppm, тория –226-324, с средними отношениями $^{232}Th/^{238}U$ – 0,48. Полученные результаты возраста 151±2 млн. лет, выполненные в трех зернах, соответствуют верхней юре.

Циркон *Номогонского* кианитового проявления представлен двумя морфологическими типами. Первый в виде призматических с дипирамидами кристаллов (100-150 мкм) (рис. 1 д) включен в кварц и кианит. Второй тип слагает округлые с неполным кристаллографическим оформлением зерна в рутиле, кварце и мусковите. Размер последних не превышает 40 мкм. Электронно-зондовым анализом в них установлено до 0.8 масс.% Sc_2O_3. Катодолюминесценцией в первом типе видна секториальная зональность роста с унаследованными темными ядрами (рис.1 д). Для светлых оболочек с возрастом 136,5 млн. лет характерны низкие концентрации U – 31.86 и Th – 8.84 при $^{232}Th/^{238}U$ – 0.19, тогда как для ядерной части (276±4.2 млн. лет) средние концентрации U составляют 249 ppm, а Th – 307 ppm, при $^{232}Th/^{238}U$ – 1.16.

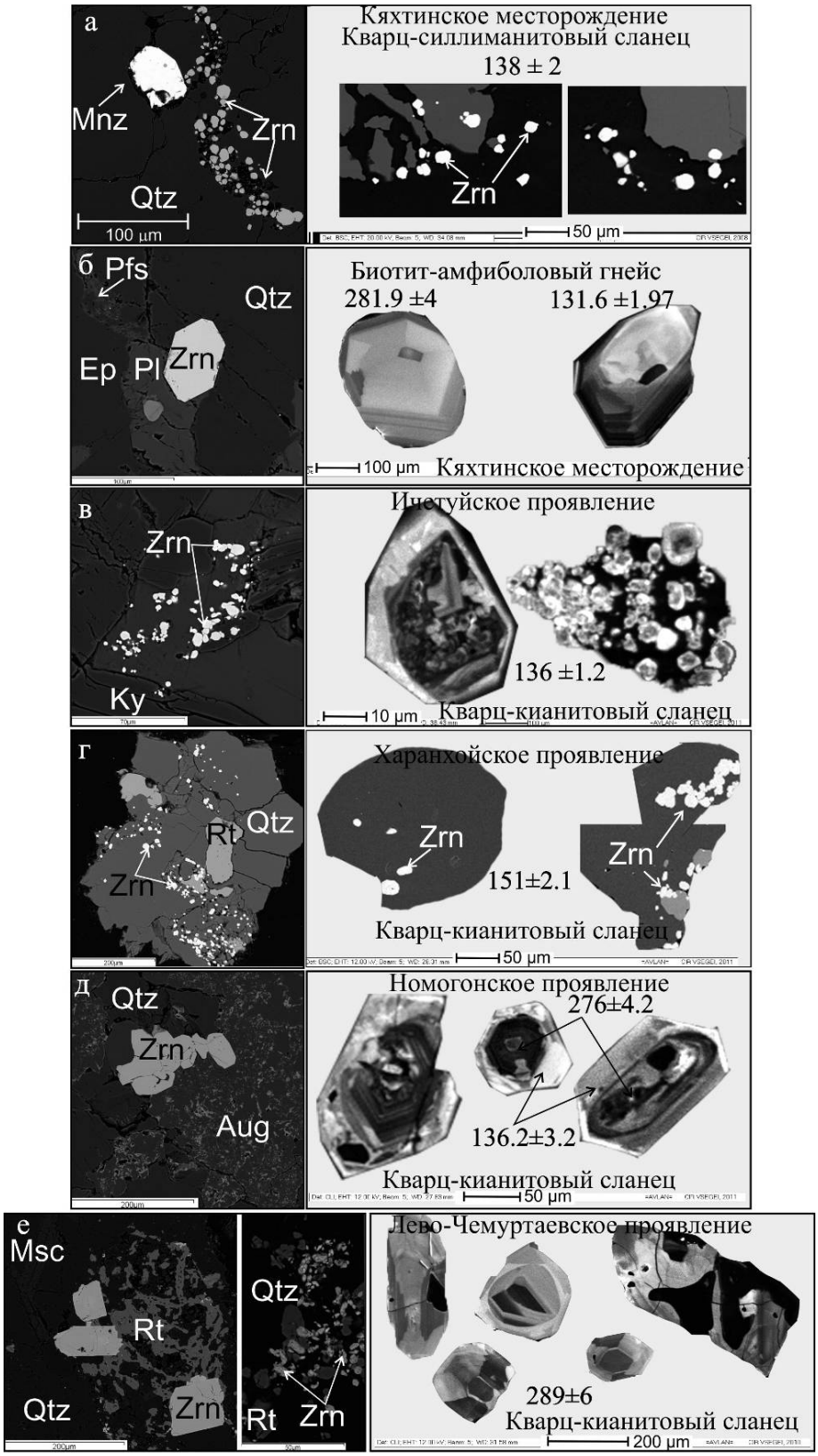


Рис. 1. Характер и форма выделений циркона в метаморфических породах Юго-Западного Забайкалья (BSE-image и их микрофотографии в катодолюминесценции): а-б) Кяхтинское силлиманитовое месторождение; в-е) Ичетуйское, Харанхойское, Намагонское и Лево-Чемуртаевское проявления кианита. Qtz- кварц, Mnz- монацит, Pl- плагиоклаз, Ep- эпидот, Pfs –калиевый полевой шпат, Ky – кианит, Rt- рутил, Msc – мусковит, Aug - аугелит Zrn – циркон.

Проведенные исследования показали, что циркон, образованный в интервале 144-130 млн. лет, в большинстве случаев имеет формы близкие к округлым и эллипсоидальным, сложное внутреннее строе-

ние с отсутствием четкой зональности, которые характерны для новообразованных цирконов из гранулитов [2], испытавших неравномерные механические или температурные условия, и являются индикаторами высокотемпературных условий метаморфизма [3]. В силлиманитовых сланцах (Кяхтинское месторождение) присутствуют исключительно мелкие новообразованные цирконы, не содержащие ядер. В кианитсодержащих сланцах встречаются два морфологических типа циркона (Лево-Чемуртаевское и Номогонское проявления). При этом в ряде случаев отмечено появление «зародышей» циркона с неполным кристаллографическим оформлением граней и обрастания их более молодой каймой, а также появление шаровидных форм. В некоторых случаях циркон образовался совместно с минералами регрессивного парагенезиса (лазулита, аугелита, флоренсита, мусковита), что указывает на образование его при снижении параметров метаморфизма.

Формирование второго типа циркона с возрастом 290-270 млн. лет также имеет явные признаки метаморфогенного происхождения. Форма зерен такого циркона призматическая, внутреннее строение сложное. В них отмечается унаследованные темные ядра с тонкими зонами обрастания.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РФФИ 11-05-00324, программы ОНЗ 10.3.

1. Каулина Т.В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2010. 144 с
2. Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М. // Наука, 1986. 152 с.
3. Пыстина Ю.И, Пыстин А.М., Потапов И.Л. Морфологические особенности цирконов, как критерий физико-химических условий метаморфизма (на примере гнейсовых комплексов Урала) // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Материалы XIV международной конференции. 2 часть. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 2008. С. 138-139.

ПАЛЕООБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА НАДПОЙМЕННОЙ ТЕРРАСЫ В НИЗОВЬЕ Р. ЧИКОЙ

В.С. Изыхеев, В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, kolom@gin.bscnet.ru

На правобережье р. Чикой в 7 км выше устья в береговом уступе двумя сплошными расчистками до глубины 30 м исследована песчаная толща 35-метровой надпойменной террасы. Мощный до 0,7 м, выдержанный по простиранию слой погребенной почвы перекрывает светло-серые, желтовато-серые разнозернистые промытые пески субгоризонтальной, слабонаклонной и наклонной слоистости с толщиной слойков от первых миллиметров до 5 см и по структурно-текстурным особенностям подразделяется на 11 горизонтов.

Первый горизонт (интервал 1,1-2,8 м) состоит из мелкозернистых песков (средневзвешенный размер частиц x=0,27 мм). Стандартное отклонение (или в применении к гранулометрии, коэффициент сортировки σ небольшой – 0,15-0,16) характеризует данные осадки как очень хорошо сортированные. Статистический коэффициент асимметрии α=1,53-2,86 со сдвинутой, главным образом, модой в сторону мелких частиц оценивает энергетические уровни сил среды седиментации на этот временной срез, как небольшие. Эксцесс τ положителен в пределах первого десятка единиц свидетельствует о стабильной динамике вещества на протяжении всего периода осадконакопления и значительном превышении скорости обработки поступающего в бассейн седиментации материала над его привносом и, в целом, – относительно спокойном тектоническом режиме. Значения коэффициента вариации ν=0,53-0,59 устанавливают аквальный генезис осадков и принадлежат полю совмещения лимнического и аллювиального происхождения.

Пески накапливались в неглубоком (до 1,5-1,8 м) озеровидном проточном водоеме. Палеопоток, транспортировавший в этот водоем рыхлые наносы, характеризовался равнинным типом естественных русел (число Фруда Fr<0,1) с площадью водосбора >100 км^2 в благоприятных условиях состояния ложа и свободного течения воды (коэффициент шероховатости n>40). Минимальные значения срывающих скоростей водного потока, при которых данные отложения приходили в движение и испытывали перенос, составляли 0,31-0,32 м/с, новое осаждение их происходило с уменьшением придонной скорости до 0,2

м/с. Поверхностные скорости течения палеореки были не более 0,44 м/с, уклоны водного зеркала равнялись 0,43-0,45 м/км. Динамика потока имела переходный между ламинарным и турбулентным режимами осаждения тип (0,1<x<1,0), что отвечает сальтационному способу переноса наносов. По φ-критерию устойчивости русел, величина которого не превышает 100 единиц, поток относился к слабоподвижному и, следовательно, не способному производить большую эрозионную работу, которая могла бы привести к масштабным изменениям гидрографической сети и рельефа в целом. Диапазон зерен и высокое содержание псаммитов (85-90%) указывает на преимущественное их отложение в прибрежной полосе акватории озеровидных водоемов (береговые и прибрежные фации лимнической макрофации).

Средне-мелкозернистые пески (x=0,29-0,35 мм) формируют второй горизонт (интервал 1,8-8,45 м). По стандартному отклонению (σ=0,17-0,26) осадки очень хорошо и хорошо сортированы, асимметричны (α=2,52-6,70) со смещением моды в сторону крупных частиц (относительно высокая динамика среды аккумуляции), эксцесс положителен (τ=11,96-76,71; стабильные тектонические условия осадконакопления, постоянный привнос новых порций материала и его слабая динамическая обработка). В свою очередь, коэффициент вариации песков (ν = 0,59-0,79) свидетельствует об аквальном характере бассейна седиментации. Достоверным подтверждением этому служит сочетание текстурных признаков (субгоризонтальная, субгоризонтально-волнистая, наклонная, крутонаклонная слоистость, повсеместная промытость отложений), а также вид кумулятивных кривых с наличием двух характерных перегибов на близких процентных уровнях.

Ввиду общего преобладания в руслоформирующих фракциях средне-мелкозернистых песков становится очевидным главный способ транспортировки обломочных частиц путем сальтации, а также переносом более мелкого субстрата во взвешенном состоянии в виде суспензии за счет гидравлических ловушек. По палеопотамологическим данным глубины таких палеобассейнов не превышали 1,9-2,3 м. Впадающий в озеровидный водоем поток, ввиду подпора, имел незначительные уклоны палеорусла 0,5-0,7 м/км, скорости транспортировки частиц 0,32-0,33 м/с, придонные скорости отложения 0,21 м/с, поверхностные скорости течения 0,45-0,47 м/с, максимальные глубины в меженный период 0,3-0,8 м и ширину русел в момент наибольшего заполнения водой 103-154 м. По числу Фруда водоток характеризовался равнинным (Fr=0,06-0,08) типом постоянных, хорошо разработанных русел с площадью водосбора >100 км^2, со свободным течением воды в благоприятных и весьма благоприятных условиях состояния ложа (n>40). φ-критерий устойчивости русел (<100 единиц) относит их к слабоподвижным. В фациальном отношении осадки с субгоризонтальной слоистостью отлагались в прибрежной полосе акватории мелководных проточных озеровидных водоемов со слабым волнением и придонным течением с преобладанием береговых, прибрежных фаций лимнической макрофации, а пачки со средне-мелкозернистыми песками с наклонной и крутонаклонной слоистостью – блуждающими речными потоками с замедленными скоростями движения воды (русловые нестрежневые фации речной макрофации).

Третий горизонт (интервал 8,45-10,5 м) выполнен переслаивающимися слабонаклонными и линзовидными средне-мелкозернистыми песками с примесью (до 5%) гравийно-мелкогалечных частиц (x=0,40-0,78 мм). Песчаные разности характеризуются умеренной и умеренно-плохой сортировкой (σ=0,68-2,01). Наблюдается асимметрия распределений: крупнозернистые фракции сортированы лучше, мелкозернистые – хуже (α=5,66-7,82). Эксцесс положителен (τ=34,32-72,78). Значения коэффициента вариации (0,8<ν<2,0) устанавливают аллювиальное происхождение данного горизонта.

Поверхностные скорости течения водотока р. Пра-Чикой полугорного типа (Fr=0.10-0.18) составляли 0,5-0,65 м/с, пульсационные срывающие скорости транспортировки обломочного материала – 0,34-0,42 м/с, придонные скорости отложения – 0,22-0,27 м/с, глубины в меженный период – до 0,5 м и уклоны водного зеркала 0,9-2,5‰. По своим гидродинамическим параметрам они могли перемещать обломки пород грубопесчано-мелкогалечного размера ($d_{пред}$=0,9-1,8 мм), что не противоречит истинному положению – по гранулометрическому анализу количество такого компонента достигает 3-8%. Универсальный критерий Ляпина (β=0,3-0,43), обосновывающий определенную поступательность и направленность характера движения водной среды, указывает на вероятность образования в руслах низкогрядовых подвижных форм рельефа с высотой гряд до 0,2 м, длиной 0,2-0,25 м и скоростью размыва – перемещения 0,25-0,35 мм/с. Динамика потоков имела уже ярко выраженный турбулентный режим осаждения. Таким образом, осадки, образовавшиеся в исходных условиях, по фациально-генетической природе относятся к аллювиальным русловым грядовым пескам речной макрофации.

Осадки четвертого горизонта (интервал 10,5-11,8 м) имеют более пестрый литологический состав – от алевритисто-мелкозернистых (x=0,26) до средне-мелкозернистых (x=0,30-0,36 мм) песков с небольшими примесями (1-1,5%) слабоокатанного мелкоразмерного псефитового материала. Отложения характеризуются хорошей и умеренной сортировкой (σ=0,18-0,57), имеют асимметричное распределение со сдвинутой преимущественно в сторону крупных частиц модой (α>1). Динамика седиментации при их накоплении была невысокой, тектонические условия осадконакопления стабильными с некоторым дефицитом поступающего вещества (τ>>0). Коэффициент вариации определяет генезис данных осадков (ν=0,9-1,58), как флювиальный. В палеогидрологическом режиме не наблюдается каких-либо резких отличий от сходных ситуаций осадконакопления, свойственных вышезалегающим горизонтам.

Пятый горизонт (интервал 11,8-19,0 м) представлен псаммитовой гаммой рыхлых отложений – алевритово-мелкозернистыми (x=0,20-0,22), алевритисто-мелкозернистыми (x=0,24-0,25), мелкозернистыми (x=0,26-0,27) и средне-мелкозернистыми (x=0,28 мм) песками субгоризонтально-слабонаклонной и наклонной текстуры. Коэффициент сортировки песков σ находится в пределах 0,10-0,22 и определяет осадки как хорошо и умеренно сортированные. Коэффициент асимметрии (α>1) со сдвинутой модой в сторону крупных частиц характеризует динамику седиментации на этот временной промежуток как невысокую. Значения эксцесса положительны (τ=2,43-31,69), что является свидетельством постоянного поступления наносов в период аккумуляции материала, превышении быстроты обработки вещества и, в итоге, относительно устойчивого тектонического фона. Показатели коэффициента вариации ν по всей толще относятся к диапазону от 0,47 до 0,72 и указывают на аквальное происхождение осадков (поле смешанного аллювиально-озерного генезиса). Обоснованием этого является также облик суммарных кривых распределения частиц с двумя, очень характерными точками изгиба на примерно равных уровнях в первой (10-15%) и четвертой (80-90%) квартилях.

Палеопотамологические параметры определяют накопление осадков в условиях слабопроточных неглубоких (до 2 м) озеровидных водоемов с умеренным гидрологическим режимом водотоков. Палеореки характеризуются равнинным (Fr<0,1) типом естественных блуждающих русел с площадью водосбора >100 км^2 в благоприятных и весьма благоприятных условиях состояния ложа и свободного течения воды (n=41,1-43,5). Пороговые значения скоростей сдвига водного потока, при которых осадки с имеющимися гранулометрическими параметрами начинали движение и перемещались в его толще, составляли 0,30-0,32 м/с, новое их превращение в осадок наступало при снижении придонной скорости до 0,19-0,20 м/с. Поверхностная скорость течения палеореки не превышала 0,44 м/с, а уклоны водного зеркала – 0,25-0,49 м/км. Максимальные глубины в меженный период колебались от 0,3-0,5 до 1,2-2,0 м, ширина русел в момент наибольшего заполнения водой до выхода на пойму варьировала в пределах 48-113 метров. По числу Лохтина (Λ=1,7-1,9) такие водотоки приближались к конечному водоему, что и обусловило определенную вариацию ширины русел за счет фуркации крупного потока в придельтовых условиях на ряд проток; φ-критерий устойчивости русел определяет их как слабоподвижные (<100 единиц), что затрудняло производить объемную эродирующую работу. По фациальной природе осадки имеют двойственный характер: субгоризонтально-слоистые алевритово-мелкозернистые пески накапливались в прибрежной зоне акватории неглубоких стационарных проточных лимнических водоемов со слабым волнением и придонным течением с господством береговых, прибрежных фаций озерной макрофации. Мелко-среднезернистые разновидности с наклонной слоистостью аккумулировались меандрирующими водотоками с замедленным однонаправленным поступлением воды (русловые нестрежневые фации речной группы фаций).

Средне-мелкозернистые пески с включениями (1-3%) гравийно-мелкогалечных обломков (x=0,28-0,96) участвуют в строении шестого (интервал 19,0-23,0 м) и восьмого (интервал 26,0-26,3 м) литологических горизонтов. Свойственна хорошая, а также умеренная сортировка (σ=0,3-0,7), мода смещена в сторону крупных частиц (α=6,77-15,50). Осадки имеют плюсовой в пределах первых сотен единиц эксцесс и значения коэффициента вариации (ν=1,10-1,34), указывающие на аллювиальный генезис с колебаниями водности по сезонам года. Значения коэффициента вариации (ν=2,20-4,24) по отдельным пробам 6 и 8 горизонтов превышают предел в 2 единицы, что является доказательством присутствия в отложениях, кроме осадков аллювиального происхождения, материала иного генезиса, скорее всего пролювиального, доставлявшегося за счет сильных эпизодических потоков.

Палеопотоки принадлежат к равнинному (Fr<0,1), реже полугорному с развитыми аккумулятивными формами типу (Fr>0,1) постоянного, сравнительно чистого русла с отсутствием органических остатков (n=34-41) и площадью водосбора не менее, чем 100 км^2. При достижении минимума срывающих придонных скоростей 0,32-0,45 м/с в русле происходил размыв его ложа: частицы приходили в движение и испытывали перенос сальтационным способом с донным качением и волочением более крупных обломков. Новая аккумуляция наступала с уменьшением этих скоростей до своего нижнего предела 0,2-0,29 м/с. Скорости потока по вертикали его глубины были не более 0,7 м/с, уклоны водного зеркала равнялись 0,5-3,1 м/км. Максимальные меженные глубины колебались от 0,25-0,4 до 1,8-2,0 м. Ширина русла в момент выхода на пойму варьировала в больших пределах – от 105 до 180 м. По имеющимся гидродинамическим параметрам такие потоки могли выводить из равновесия обломки пород размером от крупного гравия до мелкой гальки ($d_{пред}$=2,5-50 мм). По этим параметрам наносы относятся к русловым фациям, накапливавшимися в водной среде с повышенной динамикой потоков.

Седьмой горизонт (интервал 23,0-26,0 м) образован алевритисто-мелкозернистыми песками (x=0,23-0,24). Отсортированность материала хорошая (σ=0,14-0,16), модальность распределений сдвинута в сторону крупных частиц (α>1), эксцесс положителен (τ>0). Величины коэффициента вариации находятся в поле от 0,6 до 0,66, что сопоставимо с областью смешанного лимно-аллювиального происхождения (ν<0,8). Следовательно, такой комплекс статистических показателей подтверждает аквальный генезис песков и позволяет утверждать, что накопление их могло происходить в режиме стационарного проточного озеровидного водоема с блуждающими притоками равнинного типа (Fr=0,04-0,05).

Девятый горизонт (интервал 26,3-29,55 м), состоящий главным образом из алевритисто-мелкозернистых (x=0,20-0,23) и мелкозернистых песков (x=0,25-0,26 мм), имеет цикличное происхождение, проявившиеся в смене лимнических обстановок седиментации (ν=0,35-0,38; слои 1, 3) комплексными озерно-речными (ν=0,42-0,79; слои 2 и 4). Отличительной особенностью данной толщи являются самые низкие значения эксцесса по всему разрезу (не выше пяти единиц), что может являться отражением некой неравновесности протекания событий как эндогенного, так и экзогенного характера. Обстановкой образования смешанных горизонтов являлся неглубокий озеровидный водоем (1,1-1,5 м) с естественным (n>42) притоком равнинного (Fr=0,03-0,05) типа в весьма хороших условиях – чистом, незасоренном русле со свободным поступательным течением и берегами, состоящими из рыхлых пород. Высота водяного столба составляла 0,4-0,6 м, скорость течения – 0,36-0,43 м/с и уклоны водного зеркала – 0,1-0,4 м/км, что соответствовало накоплению прибрежно-береговых и пойменно-прирусловых фаций. Прибрежный лимний данного слоя формировался в бассейне с малыми глубинами (1,1-1,2 м) посредством придонных струй течения шириной 37-44 м при уклонах рельефа дна 0,24-0,30 м/км.

Мелко-среднезернисто-алевритовые пески (x=0,28-0,29) слагают десятый литологический горизонт на интервале 29,55-29,85 м. В описываемой стенке разреза наблюдается обтекание руслового донного вала, залегающего в основании толщи и выполненного коричневым крупнозернистым песком. Слоистость падает на северо-восток под углом 8-10 градусов, выполаживается до субгоризонтального и затем снова меняется на юго-запад вплоть до субвертикального залегания. Сортировка – хорошая (σ=0,22-0,26), асимметрия положительна (α>1), эксцесс плюсовой (τ=4,15-5,71), коэффициент вариации находится в рамках от 0,8 до 0,92.

Аккумуляция осуществлялась постоянными слабомобильными извилистыми потоками равнинного типа в благоприятных условиях состояния ложа. Сдвигающие скорости составляли 0,32 м/с, предельные скорости накопления – 0,20 м/с, поверхностные скорости течения – 0,44 м/с, уклоны водного зеркала – 0,5 м/км. Нижний порог глубины не превышал 0,35 м с ростом его до 2,2 м в момент, предшествовавший выходу воды на пойму при ширине русла 31-151 м, соответственно, а также переходным режимами осаждения и сальтационным переносом. Подстилающий разрез 11 горизонт (интервал 29,85-30,0 м) состоит и мелко-среднезернистого песка (x=0,39 мм) комплексного аллювиально-озерного генезиса (ν=0,66).

Таким образом, по своему происхождению пески, слагающие 35-метровую террасу р. Чикой имеют водный генезис и накапливались как в речных обстановках седиментации (нестрежневые русловые фации), так и в комплексных озерно-речных условиях, ввиду развития тектонических подпоров в антецедентных сужениях долины р. Селенги ниже устья р. Чикой.

ОБЗОР КОНЦЕПЦИЙ ГЕОТЕКТОНИКИ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Е.Н. Кайгородова
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия, katmsu@mail.ru

Условно в истории изучения геотектоники Забайкалья можно выделить несколько этапов, характеризующихся сменой теоретических взглядов на строение, историю развития и металлогению региона:

1. XIX–нач.XX века. Первые сведения о геологии района, открытие месторождений, первые геологические карты и описания района [20]. Выдвигается гипотеза о Забайкалье как древней платформе (Обручев В.А.), «древнем темени Азии» (Зюс Э.), а также как о зоне каледонской складчатости (Л. де Лонэ) [9].
2. 1920-30е гг. Забайкалье рассматривается как относительно молодая складчатая зона. Тетяев М.М. выдвигает гипотезу об альпийской складчатой зоне, Обручев В.А. под влиянием этих работ меняет свои взгляды и обосновывает складчато-глыбовое строение Забайкалья [21].
3. 1930-40е годы – окончательно оспаривается принадлежность региона к альпийскому геосинклинальному работами Е.В. Павловского, И.В. Лучицкого, Д.С. Соколова, М.С. Нагибиной, И.С. Валицкой [5] и др., доказавших наличие доюрских гранитов, регионального несогласия внутри разреза юры, определивших контуры, внутреннее строение палеозойских и мезозойских прогибов. Новые тектонические концепции А.Д. Архангельского и Н.С. Шатского (1933 и 1937 гг.) обосновали принадлежность региона к юго-западному флангу Монголо-Охотского геосинклинального пояса и впервые отнесли Восточное Забайкалье к области мезозойской складчатости.
4. 1940-50е годы – развивается идея о Забайкалье как о мезозойской складчатой области. Особая роль в изучении полезных ископаемых и металлогении Восточного Забайкалья принадлежит С.С. Смирнову, который в период 1932-1946 гг. создал общую картину восточно-забайкальской металлогении [27, 28]. Он включил Восточно-Забайкальскую металлогеническую провинцию во внешнюю зону Тихоокеанского рудного пояса. Выводы С.С. Смирнова уточнялись и детализировались О.Д. Левицким [17, 18], Ю.А. Билибиным [2, 3, 4], Г.Л. Падалка [22, 23, 24, 25, 26] и другими исследователями. Была выдвинута гипотеза, что разломы пересекают древние складчатые структуры, контролируя распределение мезозойских интрузий и месторождений поздних и конечных этапов развития мезозойской подвижной зоны. Это обусловливает возможность наложения молодого оруденения на более древнее.
5. 1960-70е годы. Работы А.А. Якжина [32, 33], Ф.И. Вольфсона [6, 7, 8], А.Д. Щеглова, Н.В. Шталя, Н.И. Тихомирова, В.Н. Козеренко [18], Кормилицына В.С [19], Алтухова Е.Н. [1]. Выделяется Монголо-Охотский глубинный разлом (линеамент), разделяющий Сибирскую платформу и Монголо-Охотский пояс [11]. Г.И. Князев, разделяя представления В.А. Обручева о глыбовом характере развития Восточного Забайкалья, в мезозое, главную роль в распределении оруденения отводит мобильным зонам, окружающим юрские консолидированные массивы [17]. Многочисленными авторами неоднократно предпринимаются попытки анализа мезозойского тектонического развития Забайкалья, что приводит к появлению многочисленных новых терминов для обозначения зон высокой тектонической активности. Это зоны ревивации – М.С. Нагибиной, эпигонали – П.М. Хренова и Ю.В. Комарова, зоны активизации – А.Д. Щеглова, области эпиплатформенного орогенеза – А.Л. Яншина и В.Е. Хаина, дива-структуры – Чень Го-Да, В.Л. Масайтиса, области дейтероорогенеза – К.В. Боголепова, области повторного орогенеза – А.Н. Булгатова и Б.Н. Красильникова и т.д. [12].
6. 1970-е - поныне. Господство теории тектоники литосферных плит, и появление плюм-тектоники. Забайкалье начинает рассматриваться как коллаж аккреционных террейнов (работы Хаина В.Е. [31], Зонненштайна Л.П., Зорина Ю.А.[15], Коваленко В.И., Ярмолюка В.В.[34, 35], Духовского А.А. [13] и др. исследователей). Мезозойская тектоно-магматическая активизация связывается либо с действием горячей точки, либо с удаленным источником (Тихоокеанским вулкано-плутоническим поясом).

На сегодняшний день можно выделить основные проблемы геотектоники Забайкалья:

<u>Общее строение Забайкалья:</u>

- Блоковое строение, обусловленное разломами СВ и СЗ простирания. Согласно [16, 30] основная масса рудных месторождений концентрируется вокруг жестких массивов.

- Коллаж аккреционных террейнов (кратонные, офиолитовые, островодужные, турбидитовых бассейнов) [10, 12, 16, 29].

Время закрытия Монголо-Охотского палеоокеана:

Закрытие Монголо-Охотского палеоокеана согласно палеомагнитным данным (Корольков А.Т., [16]) произошло в средней юре, а с поздней юры уже проявились процессы внутриплитного магматизма.

- Согласно китайским авторам (Li ChaoWen, [39]) закрытие океана произошло в раннем мелу, проявление вулканизма связывается с Тихоокеанским тектономагматическим поясом.
- Геологические данные (Jean-Pascal Cogne и др., [37]) говорят о закрытии Монголо-Охотского океана в средней юре, однако согласно палеомагнитным данным в это время между мегаблоками Сибири и Амурии сохранялся крупный палеоширотный бассейн. Полная аккреция Сибири и Амурии произошла в раннем мелу, причем скорость закрытия была довольно высокой.

Значение и масштаб Монголо-Охотского линеамента:

- Согласно [14] выделение, так называемого, Монголо-Охотского линеамента неправомерно. В Монголию он не продолжается, а в Забайкалье выражен своим северо-восточным Чикой-Шилкинским звеном, начинающимся от Трансазиатского меридионального барьера.
- Однако большинство авторов придерживается совсем иной точки зрения – (например, Татаринов, Яловик и др., [29]), считая, что Монголо-Охотский глубинный разлом – коллизионный шов (сутура), по которому сочленяются Сибирский кратон и Монголо-Охотский подвижный пояс.
- Монголо-Охотская сутура, согласно данным (Jean-Pascal Cogne и др., [37]), в третичное время выступала в качестве левостороннего мегасдвига из-за внедрения Индии в Евразию. Это означает, что эта возможно недооцененная граница двух блоков играла решающую роль в третичной тектонике Азии.
- Согласно [11] Монголо-Удский глубинный разлом – гигантская линейная глубинная структура верхней части земной коры. На востоке он уходит за пределы региона в бассейн р. Уда, южное окончание расположено в Монголии. Плоскость сместителя разлома имеет сложную геометрию, ширина зоны сочленения мегаблоков в плане колеблется от 10-20 до 70-100 км. Заложение разлома произошло в раннем докембрии, предшествовало началу гранитизации и обусловило пологое положение подошвы формирующегося гнейсогранитового комплекса. Он испытал многократную активизацию, протекавшую в разные эпохи на отдельных протяженных участках.

Образование мезозойских рифтовых впадин:

- Часть авторов (Зорин, Беличенко, Логачев и др., [15]; Корольков, [16]) образование рифтовых впадин объясняют действием горячих точек.
- Китайскими авторами выдвигаются 3 гипотезы происхождения мезозойской активизации: 1) Рифтинг связан с отрывом слэба; 2) Модель отката активной субдукции Тихоокеанской плиты; 3) Активное взаимодействие Индии и Евразии [36].

1. Алтухов Е.Н., Смирнов А.Д., Леонтьев Л.Н. Тектоника Забайкалья. М. Недра, 1973.
2. Билибин Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М. Госгеолтехиздат, 1955.
3. Билибин Ю.А. Основные черты мезозойской эндогенной металлогении Восточного Забайкалья// Избр. труды. Т. III. Изд. АН СССР, 1961.
4. Билибин Ю.А. Основные черты мезозойской эндогенной металлогении Восточного Забайкалья: материалы по эндогенной металлогении Советского Союза // Тр. ВСЕГЕИ. М.: Госгеолтехиздат, 1953.
5. Валицкая И.С. Некоторые данные по тектонике Восточного Забайкалья. Недра Восточной Сибири// сб. статей под ред. И.А. Коренева. Иркутское областное издательство, 1940.
6. Вольфсон Ф.И., Дружинин А.В. Закономерности размещения рудных полей в различных структурно-формационных зонах Восточного Забайкалья //Материалы к Первой Всесоюзн. Конф. по геол. и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1960.
7. Вольфсон Ф.И., Кузнецов К.Ф. О закономерностях размещения свинцово-цинкового оруденения в Приаргунском полиметаллическом поясе Восточного Забайкалья //Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. II. Изд-во АН СССР, 1959.
8. Вольфсон Ф.И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М. Госгеолтехиздат, 1962.
9. Геологические исследования и горнопромышленный комплекс Забайкалья / Г.А. Юргенсон [и др.] – Новосибирск: Наука. Сибирская издательская фирма РАН, 1999.

10. Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского и Монголо-Охотского складчатых поясов в палеозое и мезозое // Фундаментальные проблемы геологии и тектоники Северной Евразии: Тезисы докл. конф., посвященной 90-летию акад. А.Л. Яншина. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001.
11. Горжевский Д.И., Лазько Е.М. Монголо-Охотский глубинный разлом// Доклады Академии наук СССР. Т. 137, № 5, 1961.
12. Добрецов Н.Л., Булгатов А.Н. Геодинамическая карта Забайкалья (принципы составления и легенда). Отв. редактор Н.А. Берзин. Сиб. Отд. АН СССР, Бурятский геологический институт, Новосибирск, 1991.
13. Духовский А.А., Артамонова Н.А. Зоны сочленения мегаблоков и гранитоидные ареал-плутоны – важнейшие глубинные рудоконтролирующие структуры Забайкальского горнорудного региона // Региональная геология и металлогения, № 35, 2008. С. 113-121.
14. Жирнов А.М. Ортогональные линеаменты и геоблоковая делимость Юго-Восточной Азии // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии. III Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТИГ им. Ю.А. Косыгина, 2001. С. 20-27.
15. Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Логачев Н.А. и др. Палеогеодинамика Центральной Азии (по результатам исследований на российско-монгольских трансектах). Литосфера Центральной Азии. Наука. Новосибирск. Сибирская издательская фирма РАН, 1996.
16. Кириллов Г.И., Сейфуллин Р.С. Блоковое строение центральной части Восточного Забайкалья и особенности размещения эндогенных месторождений (по геофизическим данным)//Известия АН СССР, Серия геологическая, № 10, 1973.
17. Князев Г.И. Идеи С.С. Смирнова о рудных поясах Восточного Забайкалья и их дальнейшее развитие // Вопросы рудоносности Восточного Забайкалья. М. Недра, 1967. С. 164-177.
18. Козеренко В.Н. Значение структурно-формационных зон для металлогенического анализа на примере Восточного Забайкалья // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. III. Изд-во АН СССР, 1960.
19. Кормилицын В.С. Основные черты мезозойской металлогении Восточного Забайкалья //Сов. геология, № 11, 1959.
20. Корольков А.Т. Геодинамика золоторудных районов юга Восточной Сибири // Иркутск: Изд-во Иркут. гос. ун-та, 2007.
21. Левицкий, О.Д. Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья // Месторождения редких и малых металлов СССР, Т. II. Изд-во АН СССР, 1939.
22. Левицкий О.Д., Аристов В.В., Константинов Р.М., Станкеев Е.А. Этыкинское оловорудное месторождение Восточного Забайкалья // Тр. ИГЕМ. Вып. 100, Изд. АН СССР, 1963.
23. Нагибина М. С.. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса// Тр. Геологического института, В.79. М., 1963.
24. Озерский А.Д. Очерк геологии, минеральных богатств и горного промысла Забайкалья. Изд-во Импер. СПб. минерал. об-ва, № 8, 1867.
25. Павленко Ю.В. Объемная геолого-геофизическая модель Юго-Восточного Забайкалья: закономерности размещения эндогенного оруденения // Вестник ЧитГУ, № 9 (76), 2011.
26. Падалка Г.Л. Геотектоническое районирование и некоторые вопросы металлогении Юго-Восточного Забайкалья // Бюлл. ВСЕГЕИ, № 1, 1958.
27. Падалка Г.Л. Основные черты металлогении Юго-Восточного Забайкалья // Геол. руд. м-ний, № 6, 1964.
28. Падалка Г.Л. К вопросу о рудоносных интрузиях Восточного Забайкалья // ДАН СССР, Нов. сер, Т. XV, № 8, 1944.
29. Падалка Г.Л. О геологическом строении и металлогении Восточного Забайкалья: материалы по эндогенной металлогении Советского Союза // Тр. ВСЕГЕИ, 1953.
30. Падалка Г.Л. Общие черты металлогении Восточной Сибири (Забайкалье) // Сов. геология, сб. 2, 1953.
31. Смирнов С.С. О Тихоокеанском рудном поясе // Изв.-во АН СССР, Сер. геол., № 2, 1946.
32. Смирнов С.С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. М.-Л., Госгеолтехиздат, 1944.
33. Татаринов А.В., Яловик Л.И., Яловик Г.А. Золотое оруденение в надвиговых структурах Монголо-Охотского коллизионного шва (Пришилкмнская и Онон-Туринская зоны) // Тихоокеанская геология, Т. 23, № 3, 2004. С. 22-31.
34. Томсон И.Н., Архангельская В.В., Семенова Н.Г. О системах глубинных разломов в Восточном Забайкалье // Скрытые рудоконтролирующие глубинные разломы. Тр. ИГЕМ. Изд-во АН СССР, Вып. 84, 1962.
35. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001.
36. Якжин А.А. Геолого-структурное положение металлогенических провинций Забайкалья и Южной части Дальнего Востока // Тр. МГРИ, Т. 28, 1955.
37. Якжин А.А. Особенности металлогении золото-молибденово-турмалинового пояса Забайкалья // Сов. геология, № 50, 1956.

38. Ярмолюк В.В. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. Богатиков О.А. (отв.ред.) // АН СССР, ИГЕМ РАН, М., Наука, 1991.
39. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, Т. 389, № 3, 2003. С. 354-360.
40. CHEN Yongshun, FENG Xiahong et al. Greater North China Initiative (GNCI). Cenozoic geodynamics, climatic evolution, and geological hazads/ International Professionals for the Advancements of Chinese Earth Sciences, 2005.
41. Jean-Pascal Cogne, Vadim A. Kravchinsky, Nadir Halim and Fatim Hankard. Late Jurassic-Early Cretaceuous closure of the Mongol-Okhotsk Ocean demonstrated by new Mesozoic paleomagnetic results from the Trans-Baikal area (SE Siberia) // Geophys. J. Int., V.163, 2005. P. 813-832,
42. Jianue Ren, Kensaku amaki, Sitian Li, Zhang Junxia. Late Mesozoic and Cenozoic rifting and its dynamic setting in Eastern China and adjacent areas // Tectonophysics, № 344, 2002. P. 175-205.
43. LI ChaoWen, GUO Feng, FAN WeiMing et al. Ar-Ar geochronology of Late Mesozoic volcanic rocks from the Yahji area, NE China and tectonic implication // Science in China Series D: Earth Sciences, Vol. 0. № 4, April 2007. P.505-518.

P-T УСЛОВИЯ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ПОД КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКОЙ ОБНАЖЕННАЯ

Т.В. Калашникова

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

Трубка Обнаженная располагается в Куойском поле (северо-восточная часть Якутской кимберлитовой провинции). Она была открыта в 1957 г. геологом Амакинской экспедиции И. Н. Галкиным и называется так, поскольку представляет собой уникальное обнажение в правом борту русла реки Куойки. Трубка имеет размеры приблизительно 35?45 м. [1] Возраст внедрения кимберлитов оценивается в 185±10 млн. лет (нижняя юра; K-Ar метод) [2].

Данная трубка является неалмазоносной, однако интересна обилием мантийных ксенолитов и их разнообразием. Первоначально ксенолиты из трубки Обнаженная были описаны В.А. Милашевым [1]. Количество мантийных ксенолитов составляет 0,3 - 1% объема породы. Отмечаются повышенные содержания, с одной стороны, перидотитов шпинелевой фации, и с другой стороны, гранатовых пироксенитов [3].

Ксенолиты мантийных пород представляются удачным объектом для минералогической термобарометрии, так как они кристаллизовались при высоких P-T параметрах в литосферной мантии и находились в таких условиях длительное время, достаточное для установления равновесия. После разработки методов геотермобарометрии на материале образцов из трубки Обнаженная неоднократно проводились определения T-P условий формирования [3-8].

Существуют прямые и косвенные методы определения T-P условий формирования минералов. К прямым методам относятся такие, как декрипитация и гомогенизация жидких и газово-жидких включений. Однако, используя данные методики, невозможно определить P-T условия первоначальной кристаллизации для пород, испытавших вторичные гидротермально-метасоматические изменения. Поэтому для высокотемпературных образований большее распространение получили расчеты, использующие различные зависимости конституционных свойств минералов, а также химического состава совместно кристаллизующихся минералов от температуры и давления.

По минералогическому признаку можно выделить 4 группы геотермобарометров (по И. Г. Менакер [9]): оливиновые, двупироксеновые, пироксен-шпинелевые и пироксен-гранатовые. В качестве оливиновых термометров часто используется распределение Mg^{2+}-Fe^{2+} между оливином и сосуществующими минералами (например, гранатом или шпинелью; O'Neil,Wood, 1979; Mori and Green, 1978). Однако, по нашим данным, распределение данных элементов в сосуществующих оливине-шпинели не отличается заметной корреляцией и, следовательно, не может использоваться в качестве надежного геотермометра. В качестве оливиновых геобарометров используются распределение Al между оливином и гранатом (Brey, G.P. and Kohler, T., 1990). Одними из самых популярных геотермобарометров являются двупироксеновые, использующие распределение Mg-Ca и Mg-Fe по эквивалентным позициям пироксенов, либо фазовые равновесия в модельной системе CaO-MgO-SiO_2. Примерами таких геотермометров являются работы Wells, 1977; Kretz, 1982; Lindsley and Andersen, 1983; Brey and Kohler, 1990. В работе Mercier,

1980 была попытка учесть влияние других элементов в структурных позициях пироксена – Na, Al. К этой же группе можно отнести мономинеральный термометр Nimis and Taylor, 2000 (распределение Ca в клинопироксене, сосуществующем с гранатом и ортопироксеном). В качестве геобарометра эти авторы предложили использовать распределение Cr в клинопироксене, находящемся в равновесии с гранатом. Пироксен-гранатовые геотермобарометры используют распределение Mg^{2+}-Fe^{2+} в качестве термометров (Krogh, 1988; Harley, 1984; Ellis and Green, 1979; Powell, 1985) и растворимость Al в ортопироксене (при реакции образования шпинели – McGregor, 1974; Harley, Green, 1982). Для шпинелевой фации рекомендуется равновесие нескольких минералов – шпинель-оливин-ортопироксен или шпинель-два пироксена (Mori, Green, 1978; Devis, Boyd, 1979).

Предыдущими исследователями использовались различные геотермобарометры.

А. В. Уханов [3-4] первым определил P-T параметры мантийных ксенолитов трубки Обнаженная. Данным автором использовался геотермобарометр Ellis and Green, 1979. Можно заметить, что с помощью данного термометра (Mg-Fe в Opx-Grt) определялась температура выделение ортопироксена в виде фазы распада. А. В. Ухановым была выделена следующая последовательность залегания пород: перидотиты (50 км; 15-16 кбар) – высокомагнезиальные гранатовые пироксениты и гранатовые лерцолиты (40-75 км; 13-23 кбар) – эклогиты (75-100 км; 23-30 кбар) – железисто-магнезиальные гранатовые перидотиты (более 100 км; более 30 кбар).

Л. В. Соловьева с соавторами [5] использовала термометр Finnerty, Boyd, 1984 (Ca-Mg двупироксеновый сольвус) и геобарометр MacGregor, 1974 (растворимость Al в Opx с сосуществующим гранатом - однако применимость данного барометра в шпинелевой зоне крайне ограничена). Была выделена следующая последовательность залегания пород: вебстериты – зернистые лерцолиты. P-T формирования эклогитов определял Л. А. Тейлор с соавторами [6], получив значения 711-923° С и 21-37.6 кбар (геотермобарометр Brey and Kohler, 1990). Используя монопироксеновый термометр Mercier, 1980, данный автор получил более низкие результаты – 540-800°С и до 20 кбар. Последняя работа по определению P-T параметров мантийных ксенолитов из трубки Обнаженная была выполнена Т. А. Алифировой [7] и была представлена на 10 IKC. Использовался термобарометр Brey and Kohler, 1990 (Ca in Opx/Grt-Opx), для образцов пироксенитов были получены значения 690-910°С и 20-45 кбар. В целом можно сказать, что предыдущие исследователи использовали пироксеновые геотермобарометры, как наиболее распространенные и надежно откалиброванные.

Наша коллекция из трубки Обнаженная была представлена 35 образцами. Большинство из них (11) относилось к перидотитам: 4 – шпинелевые гарцбургиты, 7 – зернистые гранат-шпинелевые лерцолиты. 5 образцов были представлены шпинель-оливиновыми перидотитами, 8 являлись крупнокристаллическими гранатовыми пироксенитами, 5 – эклогитами; 6 – слюдосодержащими метасоматитами (преимущественно по пироксенитам). Слюда (преимущественно биотит) развивалась по ромбическому и моноклинному пироксенам, реже гранату. Можно отметить, что деформированные перидотиты в коллекции практически не встречаются, широко представлены шпинель-содержащие разновидности.

Для определения P-T параметров формирования нами использовались геотермобарометр Brey and Kohler, 1990 (BKN – Fe-Mg в Cpx-Opx) [9] и Nimis and Taylor, 2000 (NT-Cr в Cpx, сосуществующем с гранатом) [11]. Результаты представлены рис. 1.

Очевидно, Fe-Mg равновесие в пироксенах устанавливалось в более узких пределах, чем равновесие Ca или Cr в равновесии с гранатом. Большинство образцов по данным термобарометра Brey and Kohler, 1990 попадают в пределы 720-840°С и 17-30 кбар. При этом они образуют единый тренд кристаллизации. По данным термобарометра Nimis and Taylor, 2000 образцы имеют больший разброс значений. Наивысшие P-T параметры формирования имеют гранатовые пироксениты (560-810°С; 7-21 кбар). Хром-шпинелиды имеют меньшую глубину кристаллизации. Структуры распада пироксенов показывают достаточно близкие параметры (640-810°С; 17.6-21.5 кбар).

Различные термометры могут указывать температуры равновесия различных минеральных реакций перераспределения компонентов. Следует отметить, что большинство образцов – шпинелевые лерцолиты, для которых отсутствуют надежные минералогические термометры.

По видимому, распределение Ca-Mg между Cpx-Opx приходит к равновесию быстрее, чем наступает равновесное распределение Al_2O_3 между Cpx-Grt. Если температура повысилась и пироксены по Ca-Mg уравновесились, то ортопироксен не успел обогатиться глиноземом за счет граната, и давление будет выше реального. Ниже 500°С диффузия между минералами сильно замедлится и обмен почти

прекратится. Мы предполагаем, что при температурах ниже 500 С происходило метасоматическое замещение при участии флюидов. В этом случае их воздействие привело к серпентинизации оливина и пироксенов.

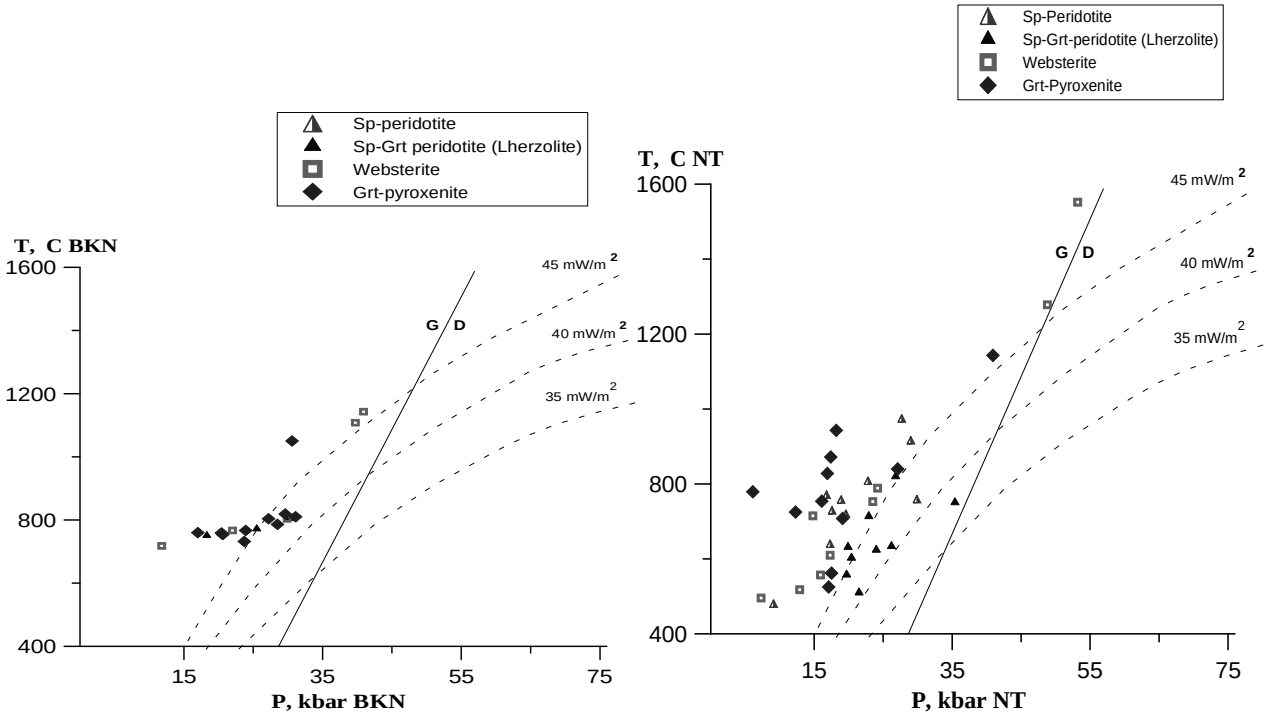


Рис. 1. Результаты определения P-T параметров формирования мантийных ксенолитов из трубки Обнаженная.

Гарцбургиты и лерцолиты, вероятно, являются реститом после выплавления магм базальтового и коматиитового состава. Пироксенит – вебстеритовые серии представляют собой кристаллические кумулаты, прошедшие сложную субсолидусную эволюцию. Главные ее этапы – последовательное охлаждение и выделение структур распада из первичных гомогенных пироксенов и заключительный мантийный метасоматизм перед выносом на поверхность. Реликтовые кристаллы пироксена со структурами распада, которые часто встречаются в трубке Обнаженная, характерны для гарцбургитов и лерцолитов метаморфического типа. Возможно, первичной природе отвечали высокотемпературные гарбургиты ортопироксен-оливиного состава.

1. Милашев В. А. Родственные включения в кимберлитовой трубке Обнаженная // ЗВМО, 1960, 2 - Т. 89, № 3. С. 284-299.
2. Сарсадских Н.Н., Благулькина В.А., Силин Ю.И. Об абсолютном возрасте кимберлитов Якутии // ДАН СССР, 1966, Т. 168, № 2. С. 420-423
3. Уханов А. В, Рябчиков И. Д., Харькив А. Д. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. М.: Наука, 1988. 286 с.
4. Уханов А. В. Реконструкция верхней мантии по ксенолитам в кимберлитовой трубке // Геохимия, № 9, 1976. С. 1300-1307.
5. Соловьева Л. В., Владимиров Б. М., Днепровская Л. В. и др. В кн.: Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: Вещество верхней мантии под древними платформами. Новосибирск: ВО Наука, 1994. 256 с.
6. Taylor, L.A., Snyder, G.A., Keller, R., Remley, D.A., Anand, M., Wiesli, R., Valley, J., Sobolev, N.V. (2003) Petrogenesis of group A eclogites and websterites: Evidence from the Obnazhennaya kimberlite, Yakutia. - Contrib. Mineral. Petrol., V. 145. P. 424-443.
7. Alifirova TA, Pokhilenko LN, Malkovets VG and Griffin Wl (2012) Petrological inferences for the role of exsolution in upper mantle: evidence from the Yakutian kimberlite xenoliths - Proceeding of 10IKC - № 048 (CD-R disk) .
8. Менакер И. Г. (1993) Геотермобарометрия ультраосновных пород. Новосибирск: ВО Наука, 1993. 121 с.
9. Brey, G.P., Kohler, T. (1990) Geothermobarometry in fourphase lherzolites II: New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers. - J. Petrol., V. 31. P. 1353-1378.
10. Nimis, P., Taylor, W.R. (2000). Single Clinopyroxene thermobarometery for garnet peridotites. Part 1, Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-cpx thermometer. - Contributions to Mineralogy and Petrology, № 139. P. 541-554.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ СКАРНОВ ДАЛЬНЕГОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОРА

О.А. Карась

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия, okaras@yandex.ru

Значительный объем проведенных многими исследователями и опубликованных изотопных определений в минералах Дальнегорского месторождения позволяет, на основании его изучения и обобщения, получить достаточно полную картину по изотопии минералов месторождения (табл. 1).

Облегченный изотопный состав кислорода в датолите ($\delta^{18}O$ от -1.6 до -5.3 ‰) руд Дальнегорского месторождения относительно остальных изученных объектов ($\delta^{18}O$ от +10.5 до +15.0 ‰) в работе С.В. Малинко [7] объясняется высоким уровнем водообмена между гидротермальной бороносной системой и изотопно-легкими метеорными водами. Преимущественно отрицательные величины изотопов кислорода для кальцита из скарнов борных руд данного месторождения ($\delta^{18}O$ от -3.9 до +0.9 ‰) также подтверждают, по мнению автора, его метеорное происхождение. Д. Вуд с соавторами на основании изучения $\delta^{18}O$ в датолите ($\delta^{18}O$ от -1.07 до -2.97 ‰) предполагают, что бор заимствован из вмещающих терригенно-кремнистых отложений, а флюиды, участвующие в процессе образования скарнов, содержали не ювенильную, а метеорную воду [3].

Нет единого мнения при интерпретации изотопного состав бора в боросиликатах Дальнегорского месторождения. По данным В.В. Раткина [8] основным источником бора был магматический очаг, о чем свидетельствуют вариации $\delta^{11}B$ для датолитов месторождения в пределах -9.62 до -28.69 ‰. В противоположность этой точке зрения, В.А. Баскина [2] по изотопным составам бора в датолитах ($\delta^{11}B$ -9 до -31) предполагает, что основная масса бора была извлечена из осадочно-метаморфических толщ мезозойского складчатого фундамента, а перенос и накопление бора осуществлялись в потоке нагретых подземных вод. Изотопный состав бора в данбурите, равный +17 ‰ [8], характерен для диагенетического данбурита из борных месторождений осадочного или вулканогенно-осадочного генезиса, а $\delta^{11}B$ в аксините ($\delta^{11}B$ = +2.42 ‰) указывает на заимствование бора из осадочных пород. Значительные вариации от -17.25 до +17 изотопов бора в данбурите, по мнению Э.Л. Школьника [11], указывает на изотопное фракционирование.

Таблица 1.

Изотопный состав борных минералов и пород Дальнегорского боросиликатного месторождения.

	данбурит	датолит	аксинит	кальцит из скарнов борных руд	известняк
$\delta^{11}B$, ‰	**+17** [8] **+2.2** [7] **-17.25 – -13.35** [3]	**28.69 – -9.62** [8] **-31 – -9** [2] **-28 – -9** [11]	**-18.65** [8]		
$^{11}B/^{10}B$	**3.90** [7]	**3.94 – 3.98** [7]	**3.98** [7]		
$\delta^{18}O$, ‰		**- 5.3 – -1.6** [7] **-2.97 – -1.07** [3]		**-3.9 – +0.9** [7] **-5 – +5** [11]	**+10 – +20** [7] **+7 – +27** [11]
$\delta^{13}C$, ‰				**ниже -4** [7] **-17.38 – -9.49** [1]	**0 – +2.5** [7] **+0.5 –+4.5** [11]

Отношение $^{11}B/^{10}B$ в боросиликатах и боратах эндогенных и боратах экзогенных месторождений колеблется в пределах от 3.90 до 4.25 [6, 7]. При разделении образцов по генетическому типу, С.В. Малинко с соавторами приходят к выводу о том, что среднее значение отношения $^{11}B/^{10}B$, равное 3.95, свойственно мантийному источнику бора, а значение, равное 4.16, характерно для галогенных боратов. В этой же работе соотношения изотопов бора в боросиликатах Дальнегорского месторождения характеризуются значением $^{11}B/^{10}B$ 3.90-3.98 и интерпретируются как индикаторы мантийного происхождения. Однако, изотопная неоднородность установлена для некоторых образцов различных месторождений (трубка «Чомур», Якутия и Коршуновское месторождение, Иркутская область), выраженная в присутствии в датолите двух значений $^{11}B/^{10}B$ 4.12 и 3.98, что соответствует галогенному и мантийному источникам соответственно. В трубке «Чомур» изотопная неоднородность свидетельствует, по мнению авторов, о частичном или полном заимствовании бора из горизонтов захороненных рассолов, возникших при

формировании кимберлитов. А в формировании борной минерализации на Коршуновском железорудном месторождении значительная роль принадлежала борсодержащим галогенным осадкам [4, 6].

В интерпретации изотопных данных по кислороду и углероду для известняков нет разногласий. Изотопный состав кислорода известняков ($\delta^{18}O$ от +10 до +20 ‰), не претерпевших изменений, соответствует морским карбонатам [7]. По данным других исследователей [11], по мере возрастания степени метаморфизма известняков изменяется и изотопный состав кислорода от +27 до +7 ‰; вариации изотопного состава $\delta^{13}C$ в карбонатах из известняков от +0.5 до +4.5 ‰ [11]. Эти результаты по изотопному определению углерода и кислорода интерпретируются, как свойственные известнякам позднего триаса, близким к породам морских фаций.

Таблица 2.

Изотопный состав минералов бора месторождений мира различного генетического типа.

минерал	$\delta^{11}B$	генетический тип	месторождение	источник
датолит	-31-9	известковые скарны	Дальнегорское, Россия	2, 8, 11
датолит	+3.3	(?)	Новая Каледония	8
датолит	+4.8	вулканогенно-осадочный	Турция	8
данбурит	-17.25-13.35 +17.68	известковые скарны	Дальнегорское, Россия	8 11
данбурит	-18.2	известковые скарны	Ак-Архар, Таджикистан	11
данбурит	+11.4	галогенный	Гаурдак, Туркмения	11
турмалин	-22.8+18.3	колчеданные месторождения	(?)	8
турмалин	-5.0-9.0	пегматитовые жилы	(?)	8
аксинит	-18.65	известковые скарны	Дальнегорское, Россия	8
аксинит	+2.42	известковые скарны	Партизанское, Россия	8
аксинит	-6.4-6.9	кварцевые и карбонатные жилы	Первоуральское, Россия	10
колеманит	+26.28	галогенный	Индер, Казахстан	11
колеманит	+8.97	галогенный	Эмет, Турция	11
колеманит	-17.5-12	вулканогенно-осадочный	Эмет, Турция	9
колеманит	-15-9	вулканогенно-осадочный	Кирка, Турция	9
колеманит	-16-5	вулканогенно-осадочный	Бигадич, Турция	9
колеманит	+13.28	вулканогенно-осадочный	Долина смерти, Калифорния	11
колеманит	+18.3	вулканогенно-осадочный	Сан-Бенардино, Калифорния	11
пандермит	+23.8	галогенный	Индер, Казахстан	11
пандермит	+4.03	вулканогенно-осадочный	Салтан-Гаир, Турция	11
иньоит	+23.8	галогенный	Индер, Казахстан	11
бура	-13.3	вулканогенно-осадочный	Крамер, Калифорния	11
бура	-6-2	вулканогенно-осадочный	Кирка, Турция	9
улексит	-9-5	вулканогенно-осадочный	Бигадич, Турция	9
улексит	-11-5	вулканогенно-осадочный	Кирка, Турция	9

Опубликованные недавно данные по изучению образцов известняка [1], отобранных в разных частях Дальнегорского рудного района и в рудных телах из контакта известняка со скарном (изотопный состав углерода этих образцов в пределах от -2.0 до +2.01) также интерпретируются, как соответствующие изотопному составу морских карбонатов.

Облегченный изотопный состав ($\delta^{13}C$ ниже -4) в кальците скарновой рудной залежи обусловлен, по мнению С.В. Малинко [7], глубинным (мантийным) источником углерода. В.Н. Анфилогов [1] полагает, что при кристаллизации кальцита действовали три источника углерода: из известняка, из подземных вод и углерод, обогащенный легким изотопом углерода, полученный при образовании кальцита по волластониту.

Приведенный обзор изотопного состава свидетельствует о разбросе полученных значений и значительных неопределенностях в их интерпретации. Несмотря на несомненную привлекательность применения в геологии изотопных методов и широкие возможности их использования для решения ряда геологических задач, в последние годы появляются работы [5], авторы которых высказываются за осторожность их интерпретации, так как в изотопной геологии не всегда присутствуют доказательства объек-

тивности или независимый контроль получаемых выводов. Примером являются решения задач об источниках вещества, полученных, в частности, с помощью стабильных изотопов легких элементов.

Как видно из табл. 2, изотопные характеристики борных минералов не позволяют четко разграничить отдельные генетические группы, т.к. в большинстве случаев изотопные значения разных генетических групп накладываются друг на друга или варьируют в пределах одной группы. Так, большой разброс в значениях изотопов бора наблюдается в вулканогенно-осадочном типе месторождений бора (Калифорния), в двух случаях характерны тяжелые значения, а на месторождении Крамер (Калифорния), бура характеризуется резко облегченным изотопным составом. Бораты в пределах другого района (Турция) вулканогенно-осадочного типа обладают, как правило, отрицательной изотопией, за исключением месторождения Салтан-Гаир, минералам которого свойствен тяжелый $\delta^{11}B$. Также, колеманит вулканогенно-осадочного типа, но разных месторождений, характеризуется как положительными, так и отрицательными значениями. Колеманит, пандермит и иньоит месторождения Индер (галогенный тип) имеют близкие значения $\delta^{11}B$, равные +23.8 и +26.28, а колеманит месторождения Эмет, такого же генетического типа, обладает более низкими значениями изотопов бора, равных +8.97. В известковом типе месторождений бора также наблюдается большой разброс значений. Таким образом, не зафиксировано никаких устойчивых корреляций изотопии бора ни с типом минерализации, ни с генетическим типом месторождения.

Если облегчение или утяжеление изотопов может указывать на изотопный обмен, вызванный привносом в систему тяжелого или легкого изотопа, как, например, в случае метеорных вод, то нельзя отрицать воздействие магматического флюида на изотопный состав экзогенного рудопроявления. Например, на основании изучения турмалина из пегматитов [8] установлено, что значения $\delta^{11}B$ в турмалине зависят от температуры. По мере снижения температуры образования турмалина выявлен высокий уровень фракционирования изотопов бора с существенным облегчением последних.

Таким образом, можно предположить, что в процессе минералообразования Дальнегорского боросиликатного месторождения имело место одновременно фракционирование (огромный разброс значений $\delta^{11}B$ для боросиликатов месторождения) и изотопное облегчение (преимущественно отрицательные значения), обусловленное магматическим проявлением с одной стороны и понижением температуры среды минералообразования с другой.

По нашим представлениям, образование борной минерализации связано с диагенезом борсодержащих осадков морских бассейнов, отлагавшихся на стадиях галогенеза. Изотопно-кислородные и углеродные значения неизмененных известняков типичны для морских карбонатов, что подтверждает морской генезис этих пород. По мере приближения известняков к контактам с кальцитовой зоной, рудными телами и силикатными минералами происходит облегчение изотопного состава кислорода. Отрицательные значения изотопного состава кислорода (-17.38-9.49) характерны для кальцита из ассоциации со скарновыми и рудными минералами изучаемого месторождения, что обусловлено, по-видимому, возрастающим количеством метеорной воды в гидротермальном растворе при образовании скарнов. Воздействию флюидов подвергались преимущественно известняки, вследствие чего можно предположить, что они являются источником подавляющей части бора, а более поздняя интрузия и связанные с ней постмагматические процессы выполняли роль источника тепловой энергии для ремобилизации бора, образования скарнов и возникновения борных минералов, типичных для эндогенных процессов.

1. Анфилогов В.Н., Садыков С.А. Генезис кальцита Дальнегорского датолитового месторождения по данным изотопного состава углерода // ЗРМО, № 2, 2011. С. 103-112.
2. Баскина В.А., Прокофьеф В.Ю., Лебедев В.А. и др. Состав рудоносных растворов и источники бора Дальнегорского скарново-боросиликатного месторождения (Приморье, Россия) // Геология рудных месторождений, 2009, Т. 5, № 3. С. 203-221.
3. Вуд Д. http://www.minsoc.ru%5CE2-2008-2-0.
4. Лисицын А.Е., Малинко С.В., Руднев В.В. и др. О полигенности борной минерализации Коршуновского железорудного месторождения // Геология рудных месторождений, 1982, Т. 24, № 2. С. 14-19.
5. Макаров В.П. Методологические проблемы научного геологического познания // Материалы V международной научно-практической кононференции «Динамика научных достижений-2006», Т. 6, Днепропетровск: Наука і освіта, 2006. С.74-88.
6. Малинко С.В., Лисицын А.Е., Сумин Л.В. Изотопный состав бора в природных боратах и боросиликатах как индикатор условий их образования // ДАН, 1982, Т. 267, № 2. С. 453-456.

7. Малинко С.В., Лисицын А.Е., Шергина Ю.П. Изотопно-геохимические параметры формирования скарново-боросиликатного оруденения в активных континентальных окраинах // Записки Всероссийского минералогического общества, 1994, Ч. 123, № 4. С.10-20.
8. Раткин В.В., Ватсон Б.Н. Дальнегорское скарновое боросиликатное месторождение: геология и источник бора по данным изотопии (юг Дальнего Востока России) // Тихоокеанская геология, 1993, № 6. С. 95-102.
9. Романюк Т.В., Ткачев А.В. Геодинамический сценарий формирования крупнейших мировых миоцен-четвертичных бор-литиевых провинций. М.: Светоч Плюс, 2010. 304 с.
10. Шагалов Е.С. Геохимия и изотопия бора в аксинитах района Ревдинского гипербазитового и Новоалексеевского гранитного массивов // Современные проблемы геохимии: Материалы конференции молодых ученых. Иркутск: Издательство УРАН Институт геофизики им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2009. С. 100-103.
11. Школьник Э.Л., Гвоздев В.И., Малинко С.В. и др. О природе боросиликатного оруденения Дальнегорского месторождения, Приморский край // Тихоокеанская геология, 2003, Т. 22, № 3. С 122–134.

БАЗАЛЬТЫ КАК СЫРЬЕ ДЛЯ ПРОИЗВОДСТВА МИНЕРАЛЬНОЙ ВАТЫ: ЭКОНОМИЧЕСКИЕ И ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

Р.М. Каримова

Башкирский государственный университет, Уфа, Россия

В мировой экономике быстро растет объем производства минеральных волокон из горных пород, в том числе базальтового утеплителя. Современные технологии позволяют в промышленных масштабах перерабатывать базальты: плавить, отливать, переводить в дисперсную форму (порошки, нити). Спрос базальтовое волокно в настоящее время превышает предложение. Это объясняется более высокими потребительскими качествами базальтового волокна перед аналогами – изделиями из шлаковаты и стекловаты.

Минеральная (базальтовая) вата наряду с отличными тепло- и звукоизоляционными качествами по сравнению с другими изоляционными материалами обладает целым рядом неоспоримых достоинств, что делает ее применение более предпочтительным в строительных конструкциях, рассчитанных на долгий срок службы. Прежде всего - это экологическая безопасность продукта. Минеральная вата полностью безвредна для здоровья и организма человека, она обеспечивает необходимое удобство внутри помещения благодаря своим отличительным свойствам высокоэффективного утеплителя. Также положительными свойствами базальтового волокна является устойчивость к деформации, огнеустойчивость, сопротивление воде, химическая стойкость. Изоляция из минеральной ваты устойчива к росту плесени, грибка и бактерий, поскольку является неорганическим материалом. Кроме того, срок службы изделий из базальтового волокна до 50 лет.

В тоже время, базальтовое волокно имеет низкие технологические показатели при переработке в изделия, в частности плитный материал, но оно имеет довольно низкую себестоимость до 0,5$ за кг. В России стоимость 1 тонны базальтовой породы в карьере составляет - 250 руб./т.

Мировое производство минеральной ваты составляет около 5 млн. тонн в год. Ведущими мировыми производителями являются США, Китай, Европа и страны СНГ. По отчетным данным производство в России составляет около 0,5 млн. тонн в год, т.е. составляет 10 % мирового.

Лидерами этого производства на российском рынке являются компании «Техно-Николь» (Москва), «Rookwool» (Дания), «Термостепс» (Москва), НП «Базальтовые технологии».

Сейчас в РФ потребность составляет 60 млн. куб.м., однако, по прогнозным данным, каждый последующий год она будет увеличиваться примерно в 1,2 раза по сравнению с предыдущим. Потребность базальтового волокна покрываться либо за счет открытия новых производств в РФ, либо за счет импорта. Нынешний объем производства утеплителей в РФ недостаточен, поэтому оставшаяся потребность покрывается за счет импорта. Основными импортерами являются Китай, Германия, Украина, Польша, Чехия, Финляндия. Если импорт идет в основном из Европы (более 50%), то экспорт направлен преимущественно на страны Азии. Но преимущество это становится все менее значительным – в азиатские страны в 2009-2010 гг. было вывезено чуть больше половины (в основном в Казахстан, однако постепенно экспорт в эту страну будет сокращаться в связи с открытием там собственных производств, поэтому предприятиям-экспортерам необходимо искать новые рынки сбыта). Все больше минеральной ваты отправляется в европейские страны. Наиболее крупным экспортером являются ОАО «АКСИ» г.

Челябинск (8 356,9 т изделий или 27,5% от общего объема экспорта), ООО «Красноярский завод теплоизоляционных изделий» (4 476,4 т или 14,7%) и ЗАО «Минеральная вата» Московская обл. (3 658,3 т или 12%). На долю производителей приходится более 84% экспортных поставок, оставшаяся часть экспортируется через торгово-посреднические структуры.

В целом можно сказать, что поставки минераловатной продукции в страны Западной Европы и США стали актуальными в последние годы за счет открытия заводов иностранных производителей на территории России (Rockwool) и появления высококачественной отечественной продукции («Изорок», «Техно», Термо, «Лайнрок», «Изомин», «Изовол», «Евроизол»). Наиболее дорогая продукция поступает в настоящее время в Финляндию и Украину, наиболее дешевая – в Польшу.

Однако проанализировать общую ценовую картину довольно затруднительно. В связи с тем, что цены сильно варьируются в зависимости от региона сбыта, объем поставок, экономического состояния компании-продавца.

На территории Российской Федерации имеются неограниченные запасы горных пород габбро-базальтовой группы, пригодных для получения минерального волокна и изделий на его основе, технические характеристики которых соответствуют всем требованиям мировых стандартов. Однако их месторождения размещены на территории страны неравномерно. Наибольшие запасы сосредоточены на севере европейской части России, на Урале, в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке. Центральный, Северо-Западный регионы и Поволжье не располагают такими месторождениями. В то же время корректирующие добавки (известняки и доломиты) имеются практически во всех регионах РФ. Многие месторождения находятся вблизи источников потребления сырья, что позволяет исключить затраты на его транспортировку.

Работами последних лет ряд месторождений выявлен и на территории РФ, но большинство из них располагается на севере Европейской части или Сибири.

Основными производителями базальтового волокна являются Московская и Челябинская область. В настоящее время выпуск в этих регионах практически одинаков. Также активно развивается производство в Красноярском крае, Свердловской и Самарской области, где в последние 3-4 года открылись новые производства ведущих игроков рынка.

В то же время анализ особенностей химизма ряда горных пород Республики Башкортостан свидетельствуют, что они по своим параметрическим характеристикам могут отвечать требованиям, предъявляемым к сырью для производства базальтовых волокон. Но лишь некоторые месторождения разрабатываются, многие из них не представляют экономического значении, в связи с отдаленностью месторождений от транспортных магистралей.

В 1961-1965 г.г. в качестве сырья для производства минеральной ваты изучались диабазы и диабазовые порфириты из вмещающих пород эксплуатируемого Учалинского медноколчеданного месторождения. Минеральная вата по качественным показателям отвечала марке 150 по ГОСТ 4640-52, действовавшему в период изучения месторождения. Из-за отсутствия спроса со стороны производителей минеральной ваты, в 1975 году запасы вскрышных и вмещающих пород Учалинского месторождения переоценены на строительный камень. В настоящее время попутно добываемые вмещающие породы полностью используются для производства щебня.

В Учалинском, Абзелиловском и Баймакском районах Республики Башкортостан имеются благоприятные предпосылки для выявления базальтоволокнистого сырья. Перспективы связаны с широким развитием в этих районах интрузивных и эффузивных комплексов пород основного состава: габбро, диабазов, габбро-диабазов, метабазальтов и субвулканических образований среднедевонской островодужной системы уральского палеоокеана: базальтов, андезибазальтов и др., широко распространенных в полосе развития ирендыкской и карамалыташской свит среднего девона.

Наряду с базальтоидами палеозойских циклов магматизма, поисковый интерес представляют метабазальты белетарской свиты среднего рифея, слагающие субширотно вытянутые Беляторские горы в центральной части Башкирского поднятия.

В Республике Башкортостан (г. Благовещенск) компания «СЕЛЕНА» начала строительство крупнейшего на Южном Урале завода по выпуску базальтового волокна. В г. Уфе НХРС-Базальт производит теплозвукоизоляционные материалы из базальта.

Сырье, применяемое для производства минерального волокна, должно удовлетворять следующим требованиям:

- легкодоступность и достаточные балансовые запасы месторождений, наличие транспортных магистралей (автомобильных, железнодорожных, водных);
- расположение источника сырья вблизи перерабатывающего предприятия; стабильный химический состав сырья и требуемый фракционный состав в зависимости от вида используемого плавильного агрегата (40-100 мм для вагранок и 0-20 мм для ванных и электрических печей);
- легкоплавкость сырья, содержание достаточного количества стеклообразующих оксидов, быстрый переход в расплав без остатка первоначальной кристаллической фазы;
- постоянный химический и минералогический состав сырья, позволяющий получать расплав с невысокой температурой плавления и значительным интервалом вязкости для переработки в волокно, стойкое к воздействию атмосферных, температурных, физико-химических факторов;
- простота предварительной подготовки сырья.

Таким требованиям соответствуют, прежде всего, основные излившиеся магматические породы с содержанием оксида кремния менее 52%. К этой группе относятся имеющиеся во многих регионах РФ базальты, диабазы, порфириты, габбро, долериты и их производные, которые являются основным компонентом шихты при производстве минеральных волокон. Колебания в химическом составе этих горных пород обычно невелики и не ограничивают их применения как в качестве однокомпонентного сырья, так и (при необходимости) с корректирующими добавками карбонатных горных пород (известняков или доломитов). В зависимости от тепловых возможностей плавильных агрегатов, а также требуемых свойств расплава и волокна, содержание корректирующей добавки колеблется от 10 до 30%.

Фракционный состав карбонатных пород должен быть несколько меньшим по сравнению с габбробазальтовым сырьем (30-70 мм для вагранок и 0-10 мм для ванных печей). Это обусловлено большей продолжительностью прогрева и декарбонизацией известняков и доломитов, а также временем, необходимым для взаимодействия CaO и MgO с другими оксидами в расплаве при образовании силикатов и алюмосиликатов. Химический состав волокон должен быть представлен следующими оксидами:

SiO_2 – 40-50 %, AI_2O_3 – 5-17 %, Fe_2O_3 – до 16%, CaO – 10-25%, MgO – 3-15%, MnO – до 0,3%, TiO_2 – до 3%, R_2O – до 8%.

Оксиды кремния и кальция являются непременными компонентами сырья, в то время как оксиды алюминия, магния и других металлов могут отсутствовать. Теоретически шихту и расплав оценивают по модулю кислотности МК:

$$SiO_2+AI_20_3/\ CaO+MgO,$$

где SiO_2, AI_2O_3, CaO, MgO содержание соответствующих оксидов в сырье или расплаве, % по массе.

Считается, что чем выше МК, тем более устойчиво минеральное волокно к воздействию воды и влаги и, следовательно, тем более оно долговечно. Однако, рост значения МК ввиду увеличения в шихте содержания оксидов кремния и алюминия затрудняет ее плавление, повышает вязкость расплава и в итоге приводит к снижению производительности плавильного агрегата или увеличению энергозатрат на плавление.

При решении вопроса о пригодности данного вида сырья для производства минерального волокна кроме химического состава следует учитывать его физико-механические свойства: прочность кусков, температуру плавления, плавкость, вязкость расплава при различной температуре, кристаллизационную способность и др. Шихта должна содержать не более двух компонентов. Модуль кислотности должен составлять не менее 1,5-1,8 (для базальтовых однокомпонентных шихт до 4). Температура плавления не должна превышать 1350°С, температура переработки расплава в тонкое волокно — 1320-1400°С, в супертонкое волокно – 1420-1460°С, в непрерывное волокно – 1200-1280°С.

При оценке качества сырья немаловажным показателем является количество вредных примесей. К числу последних относится кварц, забивающий в процессе плавки фильеры. Количество свободных зерен кварца в крошке (фракция 5-13 мм) не должно превышать 3-5%. Этот ограничитель требует оконтуривания, вычленения в процессе оценки массива кварцевых жил и зон окварцевания. Положительным фактором является присутствие небольших зон прожилковой карбонатизации.

Окончательное решение о пригодности базальтового сырья по направлениям использования принимается после проведения лабораторно-технологических испытаний путем проведения опытной плавки сырья.

В Забайкальском крае известны месторождения базальтов: Селендун, Илюшкин ключ, Зандинское, Билитуйского, качество сырья которых отвечает мировым стандартам.

Таким образом, базальтовые волокна имеют необычайную перспективу применения в промышленности, строительстве, энергетике. Базальты являются исходным сырьем для производства непрерывных базальтовых волокон, диаметром элементарных волокон 6-21 микрон, длиной 10 и более км; штапельных тонких базальтовых волокон, диаметром элементарных волокон 6-12 микрон и длиной 30-60 мм; супертонких базальтовых волокон, диаметром элементарных волокон 1-3 микрона и длиной 50-60 мм; базальтовой чешуи, пластинок толщиной 2-5 микрон и площадью 0.5-4 мм^2. На основе базальтовых волокон производятся материалы (ткани, сетки, холсты, маты), композиционные материалы и изделия, которые используются для защиты различных высокотемпературных трубопроводов, печных труб, в качестве эффективной теплоизоляции, а также в качестве армирующего слоя, существенно повышающую несущую способность и каркасность конструкции. Они довольно удобны в раскрое и просты в укладке. Применение такой ткани позволяет добиться экономии за счет долговечности материала и усиливает безопасность эксплуатации промышленных объектов. Волокна из базальтовых пород обладают высокой природной исходной прочностью, стойкостью к воздействию агрессивных сред, долговечностью, электроизоляционными свойствами, производятся из природного сырья.

1. Курашев Г.Б. Базальтовое волокно – материал будущего.8 стр., http://com.sibpress.ru/24.09.2004/issues/67339/.
2. Махова М.Ф., Мищенко Е.С., Кривонос В.П. и др. Амфиболиты – однокомпонентное сырье для минеральных волокон. Разведка и охрана недр, 1989.
3. Минерально-сырьевая база горных пород Украины для производства волокон. Аналитический обзор. ВНИИ НТИ и ЭПСМ. Серия 6. Промышленность полимерных, мягких кровельных и теплоизоляционных строительных материалов, вып. 2, М., 1992.
4. Сентяков Б.А., Тимофеев Л.В. Технология производства теплоизоляционных материалов на основе базальтового волокна, 2003. 210 с.
5. Артеменко С.Е. Наукоемкая технология полимерных композиционных материалов, армированных базальтовыми, углеродными и стеклянными нитями // Пластические массы, 2003, № 2. С. 5-6.
6. Земцов А.Н. Базальтовая вата: история и современность. Пермь, 2003. 124 с.
7. Производство теплоизоляционных материалов из горных пород в ОАО «Новосибирскэнерго». М.Г.Потапова и др. // Строительные материалы, 2001, № 2. С. 14.
8. Лесков С.П. Мини-заводы для производства базальтовых волокон // Строительные материалы, 2001, № 4. С. 25.
9. Джигирис Д.Д. Основы производства базальтовых волокон и изделий. М.: Теплоэнергетик, 2002. 416 с.
10. Гужавин О. В., Городецкая С. В. Получение непрерывного волокна из базальта //Волокнистые материалы из базальтов Украины. К.: Техніка, 1971. С. 45-47.
11. Пономарев В.Б. Супертонкое базальтовое волокно в строительстве: быть или не быть?, 7 стр., http://www.naftaros.ru/articles
12. Минерально-производственный комплекс неметаллические полезных ископаемых Республики Башкортостан. Казань:Изд-во Казанского ун-та, 1999. 288 с.
13. ГОСТ 4640-93 «Вата минеральная. Технические условия», изд-во стандартов № 1994.
14. Аналитический отчет «Российский рынок минеральной ваты» 2010г.

ВЛИЯНИЕ ГЛОБАЛЬНЫХ И РЕГИОНАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ДИНАМИКУ АРЕАЛА ДАУРСКОЙ ПИЩУХИ И НЕКОТОРЫХ ИНДИКАТОРНЫХ ФОРМ ПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ФАУНЫ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Т.В. Кислощаева

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, tkgota@rambler.ru

Даурская пищуха – обитатель сухостепных и полупустынных ландшафтов. Самые ранние находки ее фоссилий датируются концом среднего плейстоцена в Западном Забайкалье, когда полупустынные и пустынные ландшафты замещались степями различных типов в связи с постепенными изменениями палеосреды в сторону более холодных и аридных условий [5, 8]. В позднем плейстоцене даурская пищуха была широко распространена по всему Забайкалью, ее костные остатки были найдены на местонахождениях: Тологой 3.2, 3.3, 3.4; Каменка, Сухотино-4, Усть-Кяхта-17 и др.), а голоценовые остатки были найдены на песчаных выдувах в устье р. Селенги, неолитической стоянке Аршан-Хундуй и других местонахождениях [1, 2, 4, 6, 7].

Даурская пищуха была одним из доминирующих видов позднеплейстоценовой фауны региона: *Lepus timidus* L., *Ochotona daurica* Pall., *Marmota sibirica* Radde, *Spermophilus undulatus* Pall., *Myopus schisticolor* Lill., *Alticola* sp., *Lagurus lagurus* Pall., *Lasiopodomys brandti* Radde, *Microtus gregalis* Pallas, *M. fortis* Buchn., *M. oeconomus* Pall., *Ellobius* cf. *tancrei* Blas. [9]. Видовой состав фауны мелких млекопитающих этого времени свидетельствовал о широком распространении степных ландшафтов по днищам межгорных котловин Забайкалья.

Глобальные изменения климата, происходившие в конце плейстоцена в сторону увлажнения климата, привели к сокращению позднеплейстоценового ареала даурской пищухи в южном направлении. Если в позднем плейстоцене ее ареал захватывал Баргузинскую долину, то в настоящее время она не отмечена севернее Улан-Удэ. Ареал полевки Брандта *Lasiopodomys brandti* Radde – индикаторного вида позднеплейстоценовой фауны региона изменился еще значительнее, чем у даурской пищухи, небольшие популяции полевки сохранились лишь в юго-восточной части Восточного Забайкалья [3]. Степная пеструшка *Lagurus lagurus* Pall. и слепушонка *Ellobius* cf. *tancrei* Blas. являются вымершими для Забайкалья формами.

1. Агаджанян А.К., Ербаева М.А. Позднекайнозойские грызуны и зайцеобразные территории СССР. М.: Наука, 1983. 189 с.
2. Алексеева Н.В. Эволюция природной среды Западного Забайкалья в позднем кайнозое (по данным фауны мелких млекопитающих)/ отв. ред. А.Е. Додонов. Москва: ГЕОС, 2005. 141 с.
3. Громов И.М., Ербаева М.А. Млекопитающие фауны России и сопредельных территорий. Зайцеобразные и грызуны. СПб., 1995. 522 с.
4. Ербаева М.А. История антропогеновой фауны зайцеобразных и грызунов Селенгинского среднегорья. Москва: Изд-во Наука, 1970. 134 с.
5. Ербаева М.А. Пищухи кайнозоя (таксономия, систематика, филогения). Москва: Изд-во Наука, 1988. 224 с.
6. Ербаева М.А., Борисова Н.Г., Хензыхенова Ф.И., Алексеева Н.В., Дамбуева И.К., Шушпанова Г.Г.. Значение мелких млекопитающих плейстоцена для реконструкции палеосреды и климата Байкальского региона: к постановке проблемы // Проблемы реконструкции палеосреды и климата природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. - 1998. - Вып. 1. - С.158-163.
7. Хензыхенова Ф.И. Средне-неоплейстоцен-голоценовые мелкие млекопитающие Байкальского региона: Автореф. на соиск. степени канд. биол. наук. Новосибирск. 2003. 25 с.
8. Erbajeva M.A., Kisloschaeva T.V., Alexeeva N.V. Modern and past distribution area of *Ochotona daurica* Pallas, 1776 in the Central Asia in context of global and regional events // Abstracts of the International Symposium Biodiversity Research in Mongolia. Halle (Saale), Germany; 25-29 March 2012. 53-54 p.
9. Khenzykhenova F.I. Paleoenvironments of Paleolitic humans in the Baikal region //Quaternary International, 2008, Vol. 179. P. 53-57.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ГОРНЫХ ВЫРАБОТОК И ВОССОЗДАНИЕ ИСТИННОГО ПОЛОЖЕНИЯ ТРАСС БОРОЗД В ПРОГРАММЕ MICROMINE, НА ПРИМЕРЕ СРЕДНЕ-ГОЛГОТАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ.

Т.В. Кондратьева

ООО «Тасеевское», Балей, Россия, kondtatavlad@inbox.ru

В современном мире геоинформационных технологий невозможно обойтись без моделирования тех или иных процессов и объектов. Наличие средств создания горно-геологических моделей объектов позволяет упростить и существенно ускорить процедуры оценки исследуемого месторождения. Совокупность моделей геологической обстановки, горной технологии и баз данных обеспечивает системный подход, который охватывает все основные аспекты освоения минерально-сырьевых ресурсов и комплексное решение задач в едином информационном пространстве горного предприятия.

Сложность строения месторождения, морфология жил, зон оруденелых вмещающих пород, а также неравномерное распределение золота в рудных телах, сложные контура промышленного оруденения предопределили отнесение Средне - Голготайского месторождения по классификации ГКЗ СССР к

группе 3а [2]. Эта группа месторождений характеризуется наличием крупных (>300м) и среднего размера (100-300м) рудных тел с очень неравномерным распределением рудной минерализации, со сложными и прерывистыми контурами промышленного оруденения. В соответствии с особенностями геологического строения, на основании инструкций, методических указаний, была выработана методика разведки Средне – Голготайского месторождения, сущность которой заключается в выявлении и оценки рудных тел поверхностными горными выработками, наклонными буровыми скважинами в стадию предварительной разведки и прослеживании предварительно оцененных рудных тел горными выработками тяжелого типа в комбинации с наклонными и горизонтальными колонковыми скважинами в стадию детальной разведки.

При данной степени сложности необходима максимальная точность в переносе информации с планшетов первичной документации на модель месторождения.

В программе Micromain существует методика оцифровки растровых изображений путем вычисления осевых линий фактических подземных выработок (рис. 1 а, 1 б) и является одной из самых эффективных методик оцифровки растровых изображений подземных горных работ, позволяющая быстро и точно отстраивать выработки, соответствующие фактическим данным [3]. При использовании данной методики удаётся соблюдать истинные размеры выработок со всеми раздувами и пережимами.

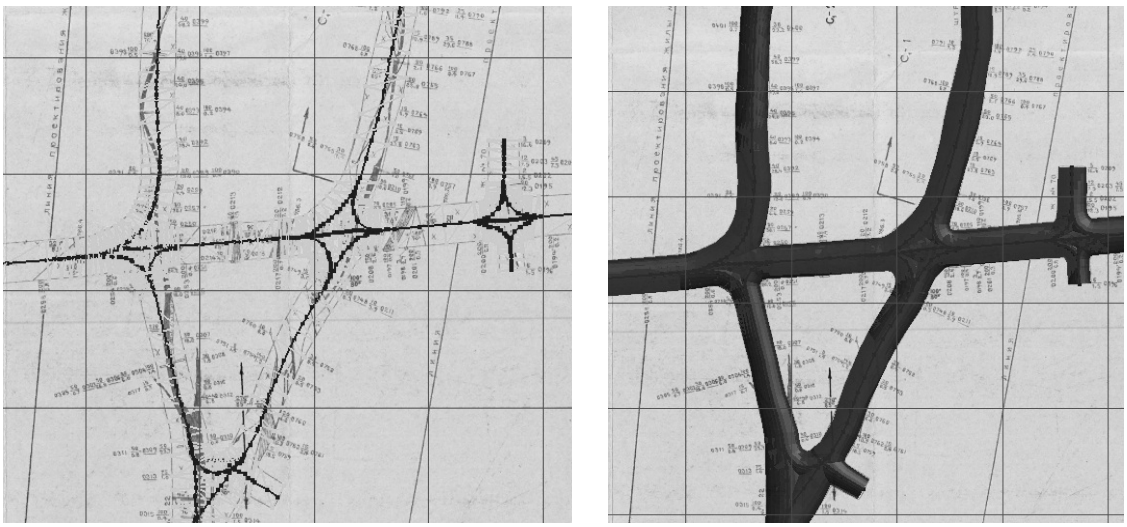


Рис. 1. Вычисление осевой линии зигзагообразным способом (а – левый снимок) и построенный каркас (б – правый снимок).

После моделирования подземных выработок возникает потребность в воссоздании истинного положения трасс борозд для дальнейшего создания базы данных и реконструкции геологической ситуации месторождения.

Данные опробования всех горизонтальных горных выработок вынесены на горизонтальные планы М 1:200 [1]. Расположение трасс борозд по Средне-Голготайскому ЗРМ на планах горизонтов отличается от истинного. Это связано с проецированием борозд на плоскость, проходящую через кровлю выработки, а пробы отбирались в забоях, реже в стенках выработок и в очень редких случаях по кровле. При этом нередко происходило определенное искажение длины борозд. При пологих углах падения жил и размещении борозд в нижней части забоя, борозды оказываются спроецированными на некоторое расстояние от стенки выработки, и визуально кажутся расположенными за ее пределами. Жила, оконтуренная по таким бороздам, так же кажется находящейся за пределами выработки - хотя, по сути, это ее реальное расположение в пространстве на плоскости по уровню кровли выработки.

Для реконструкции истинного положения борозд разработана специальная методика. При этом установлено, что описанные искажения минимальны при углах падения жил от 85 до 90 градусов - в этом случае трассы борозд могут быть оцифрованы «как есть», без реконструкции. При углах падения жил менее 85 градусов должна применяться реконструкция [4].

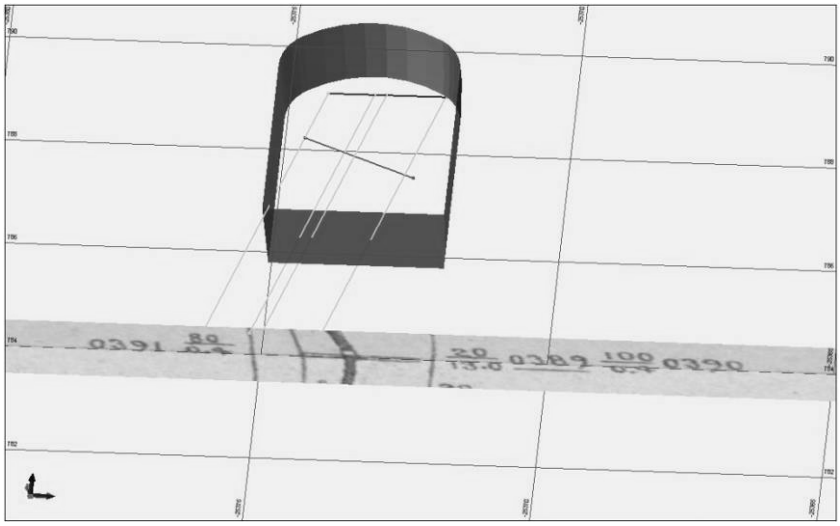


Рис. 2. Пример реконструкции трасс борозд

Основные условия реконструкции (рис. 2):

- борозды должны располагаться так, как отражено на зарисовках забоев;
- при отсутствии зарисовки забоя наклонную борозду следует оцифровывать в месте ее наиболее вероятного и логичного расположения;
- если борозда субгоризонтальна и отсутствует зарисовка забоя или иная информация о ее расположении, то она должна быть расположена на уровне груди пробщика, т.е. в 1.5 м от подошвы выработки;
- борозды по стенкам выработок анализируются и реконструируются в соответствии с геологической ситуацией.

Выражаю особую благодарность за неоценимую помощь А.Н. Севрюгину и геологическому отделу ООО «Тасеевское».

1. Отчет по теме «Переоценка запасов руды и металла Средне-Голготайского золото-висмутового месторождения по состоянию на 1.I.1978г., Т. I, Балей, 1978.
2. Методические указания по разведке и геолого-экономической оценке месторождений золота. М. ЦНИГРИ, 1974, 160 с.
3. Методика оцифровки растровых изображений путем вычисления осевых линий фактических подземных выработок, Micromine.
4. Технологическая инструкция по воссозданию истинного положения трасс борозд при оцифровке планов горизонтов Средне-Голготайского ЗРМ, Micromine.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПИРОКСЕНОВ ИЗ БАЗИТОВЫХ ПОРОД ОШУРКОВСКОГО МАССИВА

Е.И. Ласточкин, Г.С. Рипп

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, gin-buryatia07@yandex.ru

Ошурковский массив, с которым связаны промышленные запасы апатита, находится в 15 км к западу от города Улан-Удэ. Массив сложен на 70-80% габброидами, 10-15% его приходится на сиениты. Он сечется многочисленными дайками базитов, габбропегматитов, шонкинитов, сиенитовых пегматитов, карбонатитов. На раннем этапе образовались диопсидовое габбро, затем сформировались монцогаббро и габбропегматиты. К наиболее поздним образованиям относятся карбонатиты, сиенитовые и гранитные пегматиты, аплиты.

В породах базитовой серии (диопсидовое габбро, монцогаббро, лампрофиры, габбропегматиты, сиенитовые пегматиты и шонкиниты) в различных количествах присутствует пироксен. Некоторые особенности его петрографического и химического состава приведены в работах [1, 2, 3, 4, 5, 6, 7]. Во всех случаях он является наиболее ранним минералом. Его зерна включены в гастингсит, плагиоклаз, кали-

натровый полевой шпат. Они часто в разной степени превращены в агрегат амфибола, хлорита, кальцита, эпидота, скаполита.

Наибольшее количество пироксена (от 30 до 40 об.%) установлено в **диопсидовом габбро,** распространенном в южной части плутона. В них минерал часто образует идиоморфные зерна в ассоциации с гастингситом, плагиоклазом (An 37-46) (рис. 1 а), апатитом. В пироксене встречаются выделения зерен амфибола и прожилки эпидота (рис. 1 б, в). Минерал отличается от пироксенов из поздних пород более высоким содержанием глинозема (более 5 масс.% AI_2O_3) (табл.) и низким количеством эгиринового минала от 6 до 10 %.

В **монцогаббро** количество пироксена редко превышает (4–5 об.%), в лейкократовых встречается еще реже (1–2 об.%). Зерна его включены в гастингсит, титанит, интенсивно корродированны, разложены и замещены хлоритом, амфиболом, титанитом (рис. 2 а, б). Состав пироксена, как и в диопсидовом габбро, ложится в поле диопсидов (рис. 3), но с более высоким содержанием эгиринового минала 10–15 %.

Во всех изученных дайках **лампрофиров** отмечаются единичные зерна пироксена. Они имеют неправильную форму и также как в монцогаббро интенсивно замещаются амфиболом, хлоритом. По химическому составу он близок к пироксену из монцогаббро (табл. 1). Отличительной его особенностью является более высокая железистость и содержание эгиринового минала 10 - 19 %.

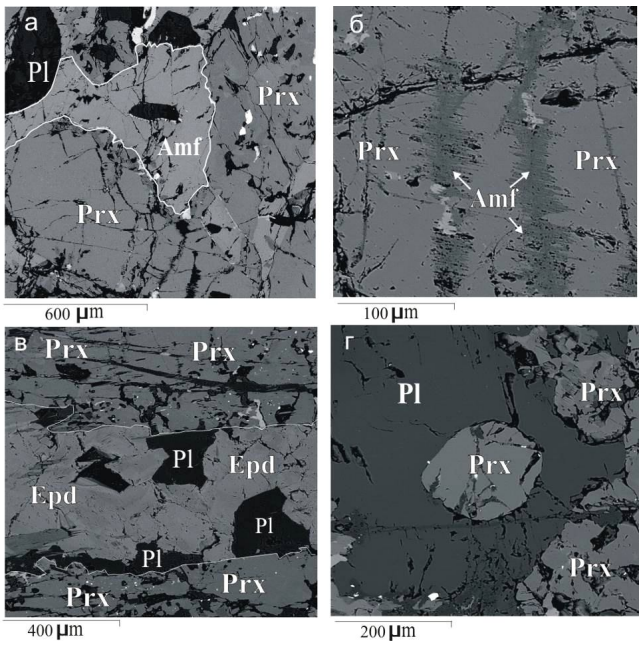


Рис. 1. Характер выделений пироксена (Prx) в диопсидовом габбро: а – зерна пироксена с амфиболом (Amf); б – поздние выделения амфибола в пироксене; в – прожилок эпидота (Epd) рассекающий пироксен; г – включение пироксена в плагиоклазе (Pl).

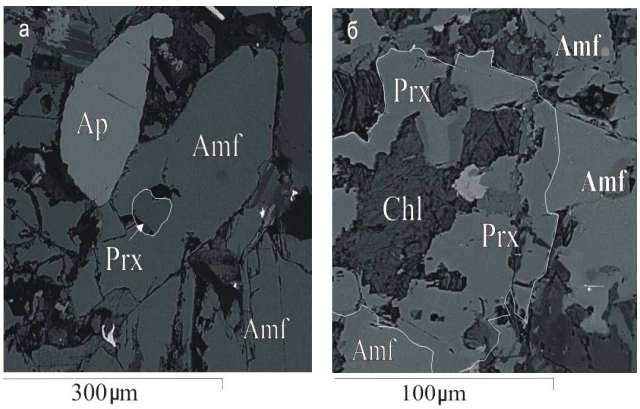


Рис. 2. Характер выделений пироксена (Prx) в монцогаббро: а – включение пироксена в амфиболе (Amf); б – замещение пироксена хлоритом (Chl).

Пироксен в **габбропегматитах** слагает призматические кристаллы до 10 см по удлинению. Минерал интенсивно замещается эпидотом и скаполитом. Его химический состав соответствует салиту (табл.). Он содержит небольшое количество эгиринового минала 11-14 %. Еще более высокое содержание эгиринового минала 18-22 % характерно для пироксена из **шонкинитов.**

Сиенитовые пегматиты содержат пироксен, который, как и в габбропегматитах образует удлиненно-призматические кристаллы. Часть кристаллов ориентирована перпендикулярно контакту пегматитовой жилы с вмещающей породой. Пироксен характеризуется повышенным содержанием железа, а по соотношению главных компонентов отвечает геденбергиту (рис. 3).

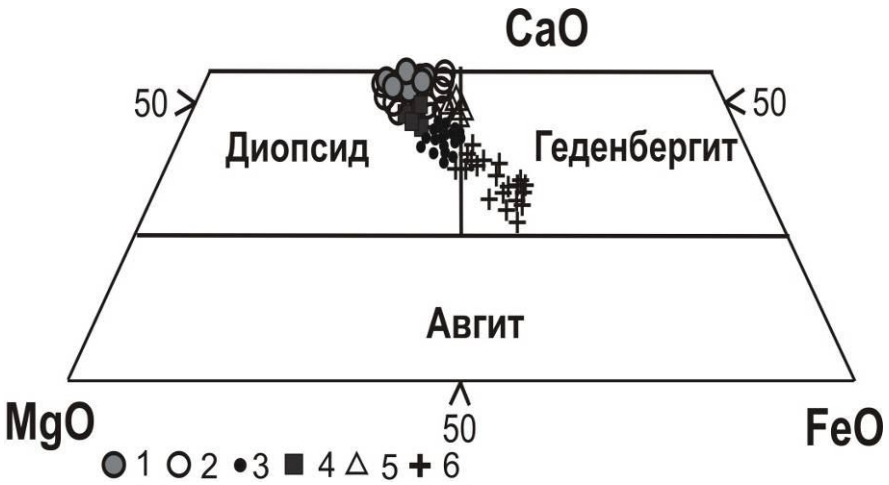


Рис. 3. Диаграмма составов пироксенов из пород Ошурковского массива (ф.е.). 1 – диопсидовое габбро; 2 – монцогаббро; 3 – лампрофиры; 4 – габбропегматиты; 5 – шонкиниты; 6 – сиенитовый пегматит.

Проведенные исследования показывают, что во всех породах химический состав пироксенов свидетельствует о принадлежности их к диопсид-геденбергитовому ряду (рис. 3). В процессе образования пород от ранних к поздним устанавливается последовательное увеличение эгиринового минала. В диопсидовом габбро, наиболее ранней породы, содержание эгиринового минала составляет 6-10 %, в шонкинитах 18-24 %, а в сиенитовых пегматитах достигает 35 %. Такое повышение эгиринового минала логичнее связывается с процессами фракционной кристаллизации сопровождавшейся повышением концентрации щелочей в поздних породах. Содержание Na_2O в диопсидовом габбро составляет 1 - 2 масс.%, в монцогаббро и габбропегматитах 2 - 3,5 масс.%, в лампрофирах 3 - 4,5 масс.% и в шонкинитах более 4 масс.%. Аналогично этому от ранних пород к поздним существенно увеличивается железистость (fm) и уменьшается глиноземистость. Тренд эволюции состава минерала отчетливо фиксируется на рис. 4. Увеличение содержания трехвалентного железа в породах и соответственно в пироксенах свидетельствует о росте фугитивности кислорода в процессе формирования пород Ошурковского массива.

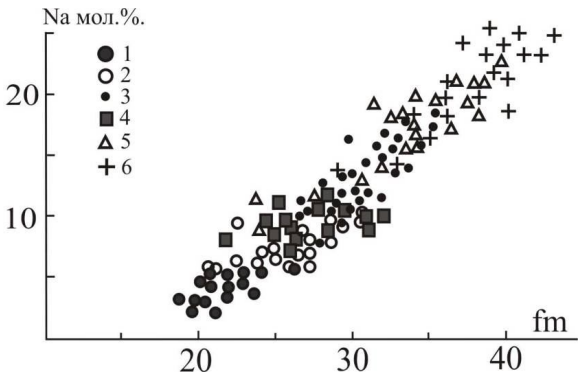


Рис. 4. Эволюция состава пироксенов в породах Ошурковского месторождения от ранних пород к поздним. 1 – диопсидовое габбро; 2 – монцогаббро; 3 – лампрофиры; 4 – габбропегматиты; 5 – шонкиниты; 6 – сиенитовый пегматит. При построении диаграммы использованы также данные из [4, 5].

Таблица 1.

Составы пироксена из пород Ошурковского массива.

№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	Сумма
диопсидовое габбро								
58/11	50,47		2,68	7,81	13,03	22,74	0,55	97,28
59/11	49,08		3,08	9,33	12,04	22,56	0,97	97,05
П-5	49,20	0,7	5,1	10,01	9,63	21,48	1,2	97,32
П-5	49,1	0,77	4,18	9,16	10,86	22,3	1,23	97,59
монцогаббро								
П-2	53,21		1,62	7,71	13,4	22,7	1,23	99,86
П-3	50,02	1,32	4,46	10,07	11,61	21,38	1,48	100,34
П-4	50,72	0,92	4,1	9,29	13	21,42	1,51	100,96
О-153	50,97	1,03	4,18	9,38	11,26	20,11	1,12	98,05
лампрофир								
56б/10	51,88	0,7	3,57	10,12	11,38	21,35	1,67	101,1
56в/10	52,76	0,57	2,31	10,61	12,07	21,45	1,5	101,26
61/10	51,77	0,47	2,21	11,36	10,65	20,39	2,17	99,01
61а/10	52,22		2,49	11,49	10,99	20,71	1,75	100,12
69/10	52,29		2,32	11,39	11,01	21,06	2,26	100,76
83/10	51,77	0,58	3,1	9,97	12,04	21,81	1,33	100,61
габбропегматит								
3а/08	51,84	0,64	2,89	9,05	12,56	22,01	1,6	100,93
3б/08	52,32	0,53	2,56	9,18	13,04	21,52	1,3	100,86
3г/08	53,51		1,41	8,82	12,75	22,45	1,51	100,86
шонкинит								
8/08	53,37		0,87	10,94	11,81	21,0	1,95	99,84
8а/08	53,28		0,71	12,02	10,05	21,42	3,7	101,18
8б/08	53,6		0,64	10,68	11,09	20,02	2,78	98,81
сиенитовый пегматит								
8 а/11	52,06		1,35	12,97	11,23	20,22	2,14	100,58
8 б/11	52,65		1,23	16,6	8,08	17,15	4,26	100,59
8 в/11	51,67		1,13	17,91	7,41	16,86	4,42	99,5

Примечание. FeO дано как железо общее.

1. Егорова Н.Н., Новикова А.Н. Петрографические особенности сиенито-диоритовых и диоритовых пород Ошурковского месторождения апатита // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бур. АССР. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1970. С. 119-129.
2. Костромина Л.И. Апатитовая минерализация и генезис Ошурковского месторождения. В кн.: Проблемы агрономического сырья Сибири. Новосибирск, 1971. (Труды СНИИГИМС. Вып. 108), С. 93-101.
3. Кузнецова Л.Г., Василенко В.Б., Холодова Л.Д. Особенности состава породообразующих минералов Ошурковского массива // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Сб. научных трудов, Т. 11, Новосибирск, 1995. С. 81-96.
4. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Посохов В.Ф. и др. Новые данные о строении и времени формирования Ошурковского массива щелочных габбро и сиенитов (Забайкалье) // Геология и геофизика, 1998, Т. 39, № 6. С. 38-52.
5. 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.

6. 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, 1988, № 6. С. 19-28.
7. Тяжелов А.Г. Петрографическое своеобразие Ошурковского апатитоносного массива // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1986, № 7. С. 47-55.

РОГОВООБМАНКОВЫЕ ГАББРО РЕФТИНСКОГО КОМПЛЕКСА (ВОСТОЧНАЯ ЗОНА СРЕДНЕГО УРАЛА)

Е.В. Лобова
Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия, lobova@igg.uran.ru

Роговообманковые габбро являются продуктом водосодержащей базитовой магмы, характерны для зон субдукции и широко представлены на Урале. Г.Б.Ферштатер с соавторами предложил разделить их на две группы по их возрастным и генетическим характеристикам [6]. Первая группа представляет собой габбро, связанные с офиолитами и породами дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой серией возрастом древнее 390 млн. лет. Примером могут служить габбро Платиноносного пояса Урала, а также габброиды, входящие в расслоенную серию, и ассоциированные с массивами Миндяк и Нурали. Вторая, более молодая позднедевонско-пермская группа (360 млн. лет и моложе), в которой габбро в разной степени связаны с гранитоидами, представлена габброидами Верхисетского, Степнинского и Челябинского массивов. Основной целью работы является определение генетической характеристики габбро рефтинского комплекса, для чего был детально изучен его вещественный состав.

Рефтинский габбро-тоналитовый комплекс слагает основную часть Рефтинского габбро-гранитоидного массива. Среди пород первой фазы внедрения преобладают роговообманковые габбро, диориты с подчинённым количеством кварцевых диоритов; породы второй фазы представлены роговообманковыми гранодиоритами (тоналитами), с подчинённым количеством плагиогранитов и кварцевых диоритов. Роговообманковые габбро совместно с диоритами слагают крупный блок в восточной и юго-западной частях рефтинского габбро-тоналитового комплекса. Блок, расположенный в восточной части, выклинивается на север. Габбро и диориты насыщены многочисленными мелкими телами, жилами и инъекциями плагиоклазовых гранитоидов повышенной основности. Имеющиеся данные по датированию пород рефтинского комплекса [1, 3, 5 и др.] однозначно указывают на то, что его формирование было связано с силурийским этапом магматической активности.

Габбро рефтинского комплекса макроскопически представляют собой серые, зеленовато-серые массивные породы среднезернистой, реже мелко– и крупнозернистой гипидиоморфнозернистой структуры. Основными породообразующими минералами являются амфибол и плагиоклаз, слагающие до 90-95 %, а также кварц, составляющий до 3-4 %. Акцессорные минералы представлены апатитом и цирконом, рудные минералы ильменитом, магнетитом, хромитом. Вторичные минералы: актинолит, хлорит, эпидот, клиноцоизит, титанит и рутил, – как правило, присутствуют в незначительном количестве. Габбро свежие, малоизмененные. Метаморфические преобразования выражаются в соссюритизации ядер плагиоклаза, иногда актинолитизации и хлоритизации амфибола, что приводит к появлению клиноцоизита, приуроченного к плагиоклазу и эпидота к амфиболу. При внедрении плагиоклазовых гранодиоритов – тоналитов, габбро ороговиковываются.

При этом габбро может быть условно разделено на роговообманковое габбро, и габбро с зональным амфиболом эденит-паргаситового состава [2]. Данные габбро отличаются не только по составу амфиболов, но и по присутствующим в них рудным минералам. Так в роговообманковых габбро присутствует ильменит, тогда как в габбро с эденит-паргаситом – хромит.

Химический состав изучаемых габбро варьирует в следующих пределах (по 38 образцам): SiO_2 46,94-55,55 %, Al_2O_3 12,47-17,75 %,TiO_2 0,38-2,70 %,FeOобщ 6,29-13,35 %, MnO 0,03-0,24 %, CaO 6,25-11,80 %, MgO 3,00-10,66 %, N_2O 1,90-5,14 %, K_2O 0,08-0,60%. Габбро преимущественно кварц нормативные от 0,04 до 11,51, иногда в них есть расчётный оливин (0,61-7,81), а в некоторых нормативный нефелин (0,24-2,93).

Тренды распределения РЗЭ близки к N-MORB, хотя и с чуть более низкими содержаниями РЗЭ, $(La/Lu)_N$ = 0,4-1,9 (рис. 1 А). Геохимические особенности пород, такие как положительные аномалии по крупноионным литофильным элементам (LILE) – K, Ba и Sr и отрицательные – Rb Th и высокозарядных элементов (HFSE) – Nb, Ta, Zr и Ti (рис. 1 Б.) указывают на их связь с субдукционными процессами [7]. На диаграмме Е.Д. Муллена (рис. 2 А), а также Дж. Пирса и Дж. Канна (рис. 2 Б) фигуративные точки изучаемых габбро преимущественно тяготеют к полю толеитов островных дуг.

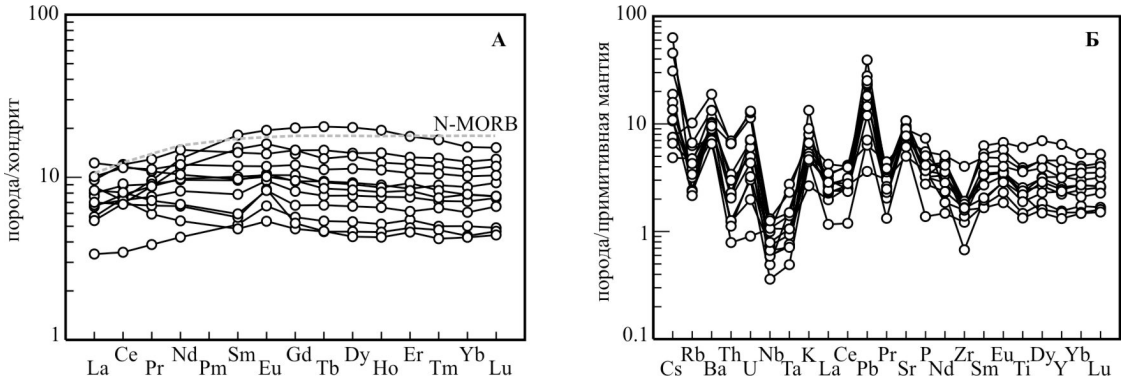


Рис. 1. Распределение редких и редкоземельных элементов в габбро рефтинского комплекса нормированное на хондрит (А) [13] и примитивную мантию (Б) [13]).

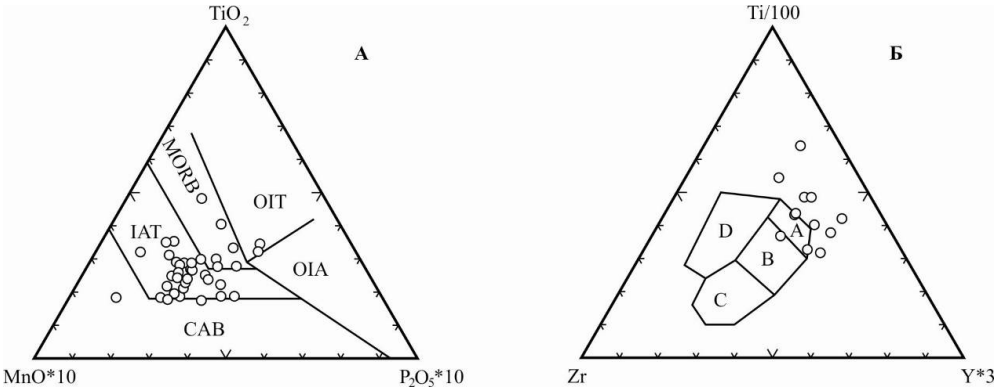


Рис. 2. Дискриминационные диаграммы $MnO-TiO_2-P_2O_5$ [10] и Zr-Y-Ti [12] для габбро рефтинского комплекса. Поля на диаграммах: CAB – известково-щелочные базальты, IAT – толеиты островных дуг, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, OIA – андезиты океанических островов, OIT – толеиты океанических островов; A – толеиты островных дуг, B – базальты срединно-океанических хребтов, островодужные толеиты и известково-щелочные базальты, C – известково-щелочные базальты, D – внутриплитные базальты.

Согласно Г.Б.Фершатеру с соавторами [6] низкое $(La/Lu)_N$ отношение, а также более низкие содержания большинства редких и редкоземельных элементов, возраст и их связь с офиолитами, позволяют отнести габбро рефтинского комплекса к габброидам первой группы.

Кроме того, по существующему ряду геотермобарометров были рассчитаны РТ-параметры образования габбро. Температура была определена по геотермометру М. Оттена [11], а давление по геобарометрам, основанным на содержании Al_2O_3 в амфиболе [8, 9]. Также были оценены параметры давления по плагиоклаз-роговообманковому барометру [4].

Роговообманковые габбро, состоящие главным образом из основного плагиоклаза и роговой обманки, сформировались при следующих РТ-параметрах. По содержанию глинозёма давление для центральных частей зёрен составило 2,9-3,8 кбар при температуре 694-821°С, а для краевых 0,2-1,7 кбар, при 595-637°С. По сосуществующим амфиболу и плагиоклазу давление составило 1,6-2,8 кбар для центральных частей зёрен и от 0,6 до 1,2 для краевых, что хорошо согласуется с данными, полученными по содержанию глинозёма в амфиболах.

Проведённые ранее исследования состава амфиболов из габбро с амфиболом эденит-паргаситового состава [2] установили значительно более высокие параметры их образования. Температура составила 920-990°С при давлении 5,4-6,4 кбар для центральной части зёрен, и 775-800°С и 4,8-5,3 кбар для краевых частей, соответственно. Зональность амфиболов и плагиоклазов затрудняет оценку давле-

ния. Присутствующие в виде включений в плагиоклазе и амфиболе зёрна хромита, позволяют примерно оценить давление. Амфибол эденитового состава (Al/Si = 0,33) сосуществует с лабрадором (An_{54} Al/Si = 0,64). Эти параметры амфибола и плагиоклаза отвечают давлению около 4,5 кбар, что довольно близко к значениям, полученным по глинозёму в амфиболах.

Таким образом, рассчитанные при помощи различных геотермобарометров параметры температуры и давления, однозначно, указывают на то, что наиболее глубинными являются габбро с амфиболом эденит-паргаситового состава.

Согласно проведённым исследованиям роговообманковые габбро рефтинского комплекса относятся к досреднедевонским габбро связанным с офиолитами и субдукционными процессами, начали формироваться при абиссальных условиях на глубине около 20 км. И их формирование было связано с силурийским этапом магматической активности, который широко проявился в пределах Восточной зоны Среднего Урала.

1. Краснобаев А.А., Беа Ф., Ферштатер Г.Б., Монтеро П. Возраст, морфология, геохимические особенности цирконов из базитов Урала (офиолиты и Платиноносный пояс) и ассоциированных с ними пород // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. Материалы международной научной конференции «X чтения А.Н.Заварицкого». Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 211-216.
2. Лобова Е.В., Смирнов В.Н. Титанистые амфиболы эденит-паргаситового состава из роговообманковых габбро рефтинского комплекса (Восточная зона Среднего Урала) // Двенадцатые всероссийские научные чтения памяти ильменского минералога В.О. Полякова. Миасс. ИМин УрО РАН, 2011. С. 63-67.
3. Смирнов В.Н., Иванов К.С., Лобова Е.В. Результаты U-Pb-датирования (SHRIMP-II) рефтинского габбро-тоналитового комплекса (Восточная зона Среднего Урала) // Ежегодник – 2009, Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 157, Екатеринбург, 2010. С. 292-296.
4. Ферштатер Г.Б. Эмпирический плагиоклаз-роговообманковый барометр // Геохимия, № 3, 1990. С. 328-335.
5. Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П., Краснобаев А.А., Бородина Н.С., Холоднов В.В. Эволюция палеозойского интрузивного магматизма Среднего и Южного Урала // Литосфера, 2005, № 3. С. 57-72.
6. Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П., Скэрроу Дж. Роговообманковые габбро Урала: типизация, геохимические особенности и петрогенезис // Геохимия, 2004, № 7. С. 707-728.
7. Davidson J. P. Crustal contamination versus subduction zone enrichment: examples from the Lesser Antilles and implications for mantle source compositions of island arc volcanic rocks //Geochim. Cosmochim. Acta, 1987, V. 51. P. 2185-2198.
8. Hammastrom J.M., Zen E. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer // American Mineralogist, 1986, V 71. P. 1297-1313.
9. Hollister L.S., Grisson G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B. Confirmation of the empirical correlation of Al in horblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons // American Mineralogist, 1987, V 72. P. 231-239.
10. Mullen E. D. $MnO\text{-}TiO_2\text{-}P_2O_5$: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // Earth. Planet. Sci.Lett., 1983, V. 62. P. 53-62.
11. Otten M. T. The origin of brown hornblende in the Artfjallet gabbro and dolerites // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1984, V. 86. P. 189-199.
12. Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth Planet. Sci. Lett., 1973, V. 19. P. 290-300.
13. Sun. S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the oceanic basalts (Saunders A.D., Norry M.J. Eds) // Geol. Soc. Spec. Publ., 1989, № 42. P. 313-345.

ОСОБЕННОСТИ ДИАГЕНЕТИЧЕСКОГО ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВА ПОРОВЫХ ВОД В ГОЛОЦЕНОВОМ РАЗРЕЗЕ ОСАДКОВ ОЗ. ДУХОВОЕ (ЮЖНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Е.А. Мальцев, В.А. Бобров, Г.А. Леонова, А.А. Богуш, С.К. Кривоногов

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия,

ospeshev@gmail.com

Процессы раннего диагенеза донных осадков приводят к трансформации гидрокарбонатных кальциевых озерных вод в гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатные воды, причем с глубиной увеличивается минерализация поровых вод и меняется соотношение между ионами [3, 7, 8]. Авторами данной ра-

боты исследованы особенности изменения химического состава поровых вод по глубине голоценового разреза осадков озера Духовое, расположенного на восточном борту Байкальской впадины (53? 18' с.ш., 108? 53' в.д.). Озеро неглубокое (~ 2.8 м), длина его – 2500 м, ширина – 1600 м, берега заиленные и заросшие макрофитами, вокруг растет густой лес из кедра, пихты, сосны, ели и лиственницы. Непрерывная колонка донных осадков (диаметр – 7.5 см, длина ~ 700 см) поднята методом ударного бурения из центральной части оз. Духовое в июле 2008 г. Отжим поровых вод осуществляли из 10-см слоев керна осадков по методике, подробно изложенной в работе [6]. На рис. 1 представлены диаграммы долевого распределения главных ионов (в моль-эквивалентах) в озерной воде и поровом растворе из отдельных горизонтов керна. Поверхностные озерные воды по классификации О.А. Алекина [1] отнесены к гидрокарбонатному кальциевому классу, поровые воды по всей глубине керна осадков – к сульфатным кальциевым (и/или магниевым) и лишь на горизонте 409–459 см к гидрокарбонатным кальциевым. Минерализация озерных вод в момент отбора (июль 2008 г.) не превышала 88 мг/л, поровых вод – варьировала в широких пределах (450–3400 мг/л) и в целом увеличивалась с глубиной.

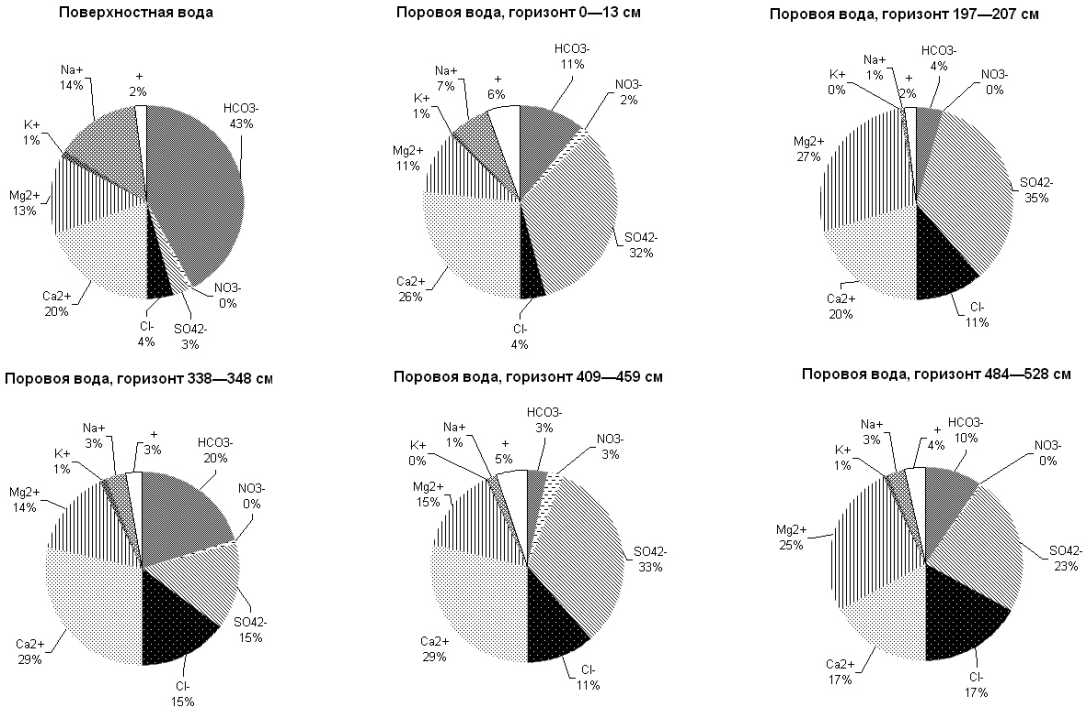


Рис. 1. Долевое распределение главных ионов (в моль-эквивалентах) в поверхностных и поровых водах оз. Духовое.

Исследован микроэлементный состав поверхностной и поровой воды оз. Духового и построены концентрационные профили распределения большого количества химических элементов в поровых водах по глубине керна осадка, детальный анализ которых приведен в работе [6]. Во всех 10-см слоях сапропеля, из которых были отжаты поровые воды, определены содержания 23-х химических элементов методом атомно-абсорбционной спектрометрии и сгруппированы в две выборки: 16 образцов органогенного осадка (сапропель) и 31 – песчано-глинистого осадка. Внутри каждой выборки были получены средние значения элементов и их вариабельность (в %).

Проведено сравнение химического состава органогенного осадка (среднее по 16 образцам) и песчано-глинистого осадка (среднее по 31 образцу) оз. Духовое с кларковыми концентрациями глинистого сланца [9] с предварительным нормированием по алюминию, как наименее подвижному элементу в системе «озерная вода-осадок», согласно выражению [10]:

$$EF = (x_i/x_{Al})_{образец} / (x_i/ x_{Al})_{глин.\ сланец},$$

где, $x_{i\ образец}$ – содержание i-го химического элемента в объекте исследования; x_{Al} – содержание алюминия в объекте исследования; $x_{i\ глин.\ сланец}$ – содержание химического элемента в глинистом сланце; $x_{Al\ глин.\ сланец}$ – содержание алюминия в глинистом сланце.

Средние значения концентраций химических элементов в сухом веществе органогенного осадка (слой керна 1–167 см) близки к таковым этих элементов в глинистом сланце (рис. 2) с небольшим обо-

гащением медью (EF = 2.8), цинком (4.0), железом (2.4), кальцием (1.8), более значимым – сурьмой (4.1) и ртутью (12.8) и дефицитом лития и калия (EF=0.5). Для песчано-глинистого осадка (слой керна 167–574 см) можно отметить дефицит лития и бериллия (EF=0.5) и мышьяка (EF=0.2) и, в целом, большую близость концентраций всей группы химических элементов с глинистым сланцем. Вариабельность значений коэффициентов обогащения (EF) по большинству химических элементов в выборках не превышает 10–20 % и лишь для Cu, Zn, Na, Sb, Hg она составляет 30–40%. Обогащение органогенного осадка железом, медью, сурьмой и ртутью можно объяснить унаследованием этих элементов из оседающего на дно озера отмирающего фитопланктона – основного продуцента автохтонного органического вещества в озере [5].

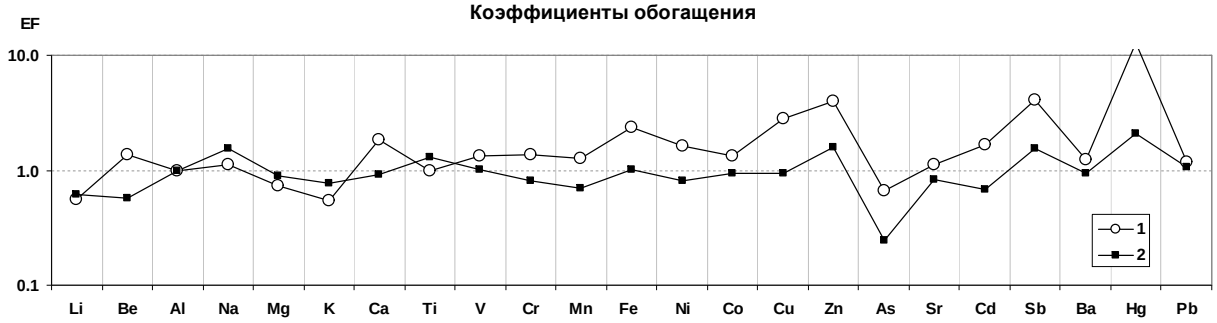


Рис. 2. Коэффициенты обогащения (EF) в органогенном осадке (1) и песчано-глинистом осадке (2) оз. Духовое. Нормирование проведено по Al и кларкам глинистых сланцев.

Сопоставление концентраций химических элементов в поровой воде с концентрациями химических элементов в осадке (твердая фаза) проведено в 9 интервалах керна осадка по значениям pH в поровой воде этих интервалов. Выбраны следующие 9 интервалов: 1) 0–167 см (15 образцов), 2) 167–197 см (3 образца); 3) 207–227 см (2 образца); 4) 227–247 см (2 образца); 5) 247–325 см (8 образцов); 6) 325–378 см (6 образцов); 7) 378–391 см (1 образец); 8) 391–459 см (2 образца); 9) 459–574 см (3 образца). Значения pH в выбранных 9 интервалах керна меняются следующим образом (рис. 3, А, Б): в интервале органогенных осадков (0–167 см) pH поровых вод слабокислый – 6.5, затем постепенно понижается до кислого значения (4–5) в интервале керна 167–325 см, а ниже горизонта 325 см pH увеличивается до слабощелочных значений 7.6–9.

Подвижность химических элементов, ответственную за их концентрацию в поровой воде, выявляли путем сравнения с концентрациями в твердой фазе осадка. Подвижность химического элемента в водном растворе очень условно характеризовали «коэффициентом подвижности» (Кр), рассчитанным как отношение концентрации растворенной формы элемента к его концентрации в твердой фазе (осадок):

$$K_p = C_{i\ вода} / C_{i\ осадок}$$

где, K_p – «коэффициент подвижности»; $C_{i\ вода}$ – содержание i-го химического элемента в воде (мг/л); $C_{i\ твердая\ фаза}$ – содержание i-го химического элемента в твердой фазе (мг/кг).

Для удобства восприятия масштаба значений K_p при графических построениях этот показатель умножили на 10000 и обозначили как H = K_p ? 10000

$$H = C_{i\ вода} / C_{i\ осадок} ?10000$$

где H – «коэффициентом подвижности» (отн.ед.).

Согласно графикам (рис. 3, А и Б), построенных для 15 элементов, наибольшей подвижностью обладают Ca, Mn и Cd, для которых коэффициент подвижности (H) достигает 700 (Ca), 885 (Mn) и 785 (Cd). По ориентировочным оценкам вклад Ca достигает 1.3 % в поровой воде по отношению к валовому содержанию его в осадке и 0.5 % для Mn и Cd соответственно, и как минимум на порядок ниже для всех остальных элементов. Очень низкий (на уровне сотых процента) вклад Li, Al, Pb и особенно Fe. Почти на два порядка падает коэффициент подвижности (H) таких элементов, как Co, Cd, Mn и Ni в слое осадка 325–391 см, где pH достигает максимального значения (pH=9). На один десятичный порядок падают коэффициенты подвижности (H) следующих элементов: Ca, Mg Li Zn в тех же горизонтах осадка (325–391 см) с pH=9. Практически не зависит от значений pH поведение щелочных элементов: Na и K, ще-

лочноземельного Ba. Особое внимание привлекает очень низкое участие железа в поровой воде на фоне высокой активности марганца (рис. 3Б).

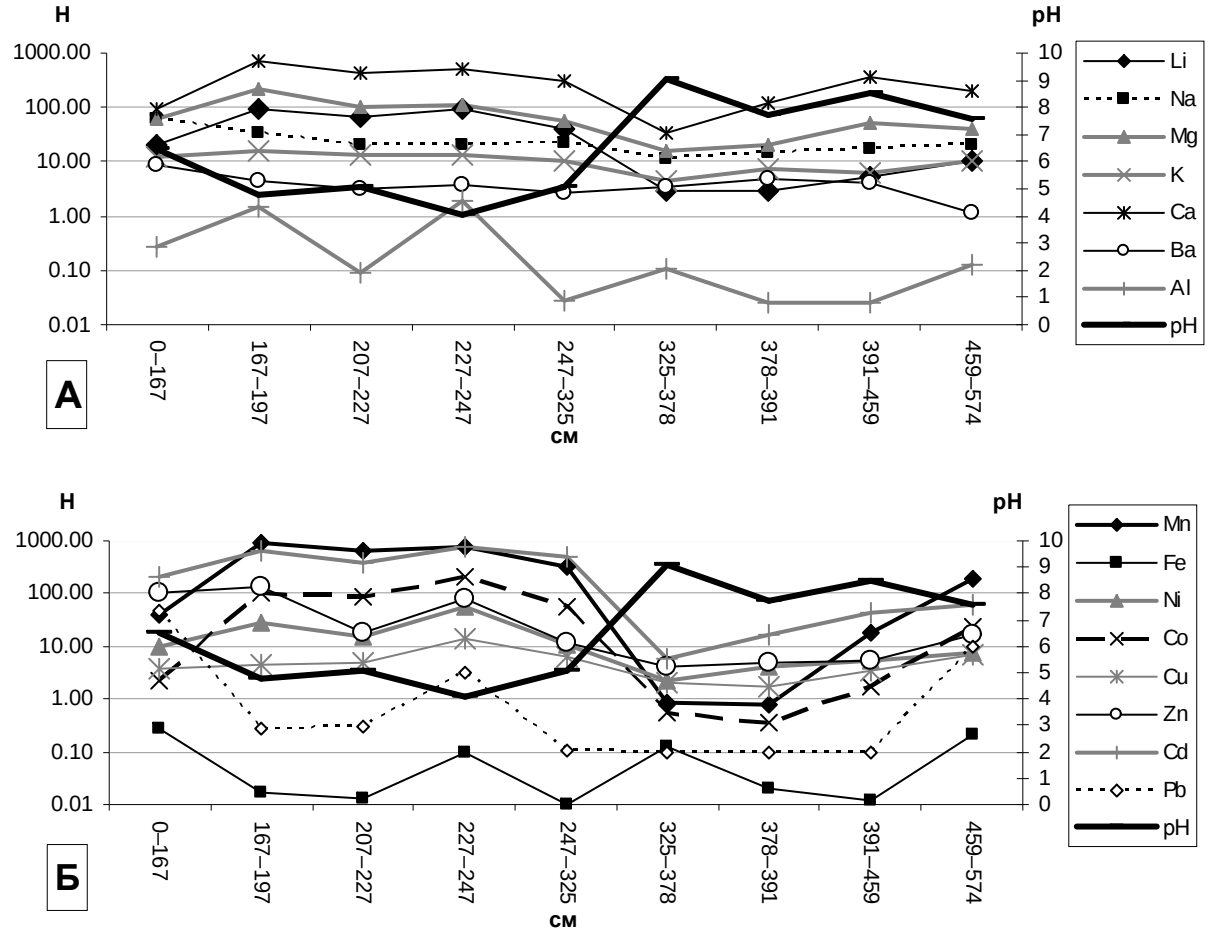


Рис. 3. Распределение коэффициентов подвижности (H) по интервалам осадка с различным pH в поровой воде: А – для Li, Na, Mg, R, Ca, Ba, Al; Б – для Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Cd, Pb.

Предполагая постоянство химического (ионного) состава озерной воды во временном диапазоне формирования изучаемого 7-метрового голоценового разреза донного осадка оз. Духовое, следует отметить, что в процессе диагенеза проявляются изменения ионного состава поровой воды: снижение долевого участия гидрокарбонат-аниона (HCO_3^-) до 3–11 %, повышение хлор-аниона до 17 %, резкое увеличение сульфат-аниона до 23–35 %. Высокие концентрации сульфат-ионов в поровых водах по глубине керна, с одной стороны, связаны с микробиологической деструкцией органического вещества верхнего интервала осадков (1–167 см) [4], с другой стороны – выщелачиванием их из твердой фазы глинисто-песчаного осадка (интервал керна 167–574 см). Очень низкие концентрации железа в поровых водах (0.05–0.86 мг/л) вероятно можно объяснить его расходованием на образование сульфидов железа (пирита), а также вивианита. Присутствие аутигенных минералов пирита и особенно резкое увеличение их с глубины 2 м подтверждают данные, полученные на сканирующем электронном микроскопе [2].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 11-05-00655 и №11-05-12038-офи-м-2011).

1. Алекин О.А. Общая гидрохимия. Л.: Гидрометеоиздат, 1948. 207 с.
2. Богуш А.А., Леонова Г.А., Бобров В.А., Кузьмина А.Е., Кривоногов С.К., Аношин Г.Н., Тихова В.Д. Особенности биоминералообразования в торфах и сапропелях Байкальского региона: Матер. XIX-ой Междунар. науч. конф. (Школы) по морской геологии. М.: Геос, 2011, Т. IV. С. 19-22.
3. Гранина Л.З. Ранний диагенез донных осадков озера Байкал. Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2008, 156 с.

4. Кондратьева Л.М., Леонова Г.А., Богуш А.А., Морозова О.Ю., Бобров В.А., Андреева Д.В., Шунькова Н.Н. Биогеохимическая активность микроорганизмов из сапропеля оз. Духовое на ранних этапах диагенеза // Экология и геохимическая деятельность микроорганизмов экстремальных местообитаний: Матер. междунар. конф. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского университета, 2011. С. 110-112.
5. Леонова Г.А., Бобров В.А., Лазарева Е.В., Богуш А.А., Кривоногов С.К. Биогенный вклад микроэлементов в органическое вещество современных озерных сапропелей (на примере оз. Кирек) // Литология и полезные ископаемые, 2011, № 2. С. 115-131.
6. Мальцев А.Е., Леонова Г.А., Богуш А.А., Бобров В.А. Особенности химического состава поровых вод из керна донных отложений оз. Духовое (Южное Прибайкалье): Матер. XIX-ой Междунар. науч. конф. (Школы) по морской геологии. М.: Геос, 2011, Т. IV. С. 101-109
7. Мизандронцев И.Б. К геохимии поровых растворов // Динамика байкальской впадины. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975. С. 203-230.
8. Погодаева Т.В., Земская Т.И., Голобокова Л.П., Хлыстов О.М., Минами Х., Сакагами Х. Особенности химического состава поровых вод донных отложений различных районов озера Байкал // Геология и геофизика, 2007, Т. 48. № 11. С. 1144–1160.
9. Li Yuan-hui. Distribution patterns of the elements in the ocean: A synthesis // Geochim. et. Cosmochim. Acta. 1991. V. 55. P. 3223-3240.
10. Shotyk W., Cheburkin A.K., Appleby P.G. et al. Two thousand years of atmospheric arsenic, antimony and lead deposition in an ombrotrophic bog profile, Jura Mountains, Switzerland // Earth and Planetary Scien. Letter, 1966, V. 145. P. 1-7.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПОРОД И РУД УДОКАНСКОГО МЕДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

С.Е. Мезенцев, М.В. Яхно
Иркутский Государственный технический университет, Иркутск, Россия
istu.edu.ru, sergmezenc@mail.ru, ymar@istu.edu

Удоканское месторождение меди расположено в зоне южного обрамления Сибирской платформы. В геологическом отношении данный район представлен мощной толщей терригенно-осадочных пород нижнего протерозоя. На территории так же широко развиты разные по составу и возрасту интрузивные образования. Главным структурным элементом является крупный синклинорий, вытянутый в субширотном направлении. Эта структура осложнена многочисленными разноорриентированными разрывными нарушениями [1].

В структурном отношении рудное поле представляет собой брахисинклиналь, сложенную осадочно- метаморфическими породами, относящимися к сакуканской и намингинской свитам нижнего протерозоя [2].

Сакуканская свита представлена двумя подсвитами - средней и верхней.

Средняя сакуканская подсвита сложена преимущественно метаморфизованными серыми средне- и мелкозернистыми косослоистыми и грубослоистыми полевошпатово-кварцевыми и кварцевыми песчаниками с кварцево-серицитовым и кварцево-кальцит-серицитовым цементом, песчаниками, обогащенными мартитом.

Верхняя сакуканская подсвита залегает согласно на породах средней подсвиты. Она подразделяется на три толщи: нижнюю среднюю и верхнюю.

Верхняя и нижняя толщи имеют одинаковый литологический состав и представлены серыми мелкозернистыми полевошпатово-кварцевыми и кварцевыми известковистыми песчаниками с тонкой косой слоистостью с прослоями и линзами алевролитов и аргиллитов.

Средняя рудоносная толща включает все меденосные горизонты Удоканского месторождения. Она сложена пачками содержащих медную минерализацию ритмично перемежающихся метаморфизованных серых мелкозернистых полевошпатово-кварцевых песчаников, известковистых и кварцитовидных, мелко- и среднезернистых песчаников (рис 1).

Из рудных тел с различной глубины были отобраны образцы пород и руд. Точки отбора проб располагались по флангам и в центре участка западный. Исследование проводилось под микроскопом (Olympus) в проходящем и отраженном свете. В результате этих исследований были определены вмещающие породы, их минеральный состав, структуры и текстуры руд, а так же взаимоотношения рудных минералов.

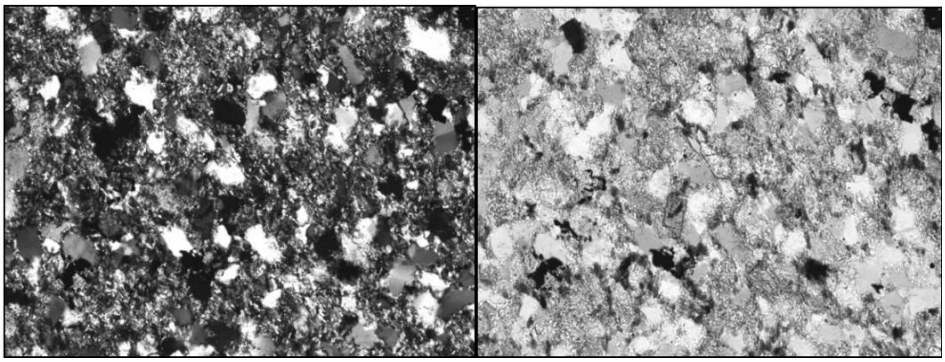


Рис. 1. Прозрачный шлиф 10Х10. Квац-корбонатный песчаник

Для изучения рудных минералов данного месторождения из рудных тел была отобрана коллекция образцов, из которой были подготовлены полированные шлифы. В процессе изучения этих шлифов были выделены два типа руд. Предшественниками они определены как сульфидные и окисленные. Наиболее богатыми являются сульфидные руды, они представлены такими минералами, как борнит, халькозин, халькопирит и ковеллин. Среди окисленных руд выделяются следующие минералы: брошантит, антлерит.

Ниже приводится характеристика главных рудных минералов.

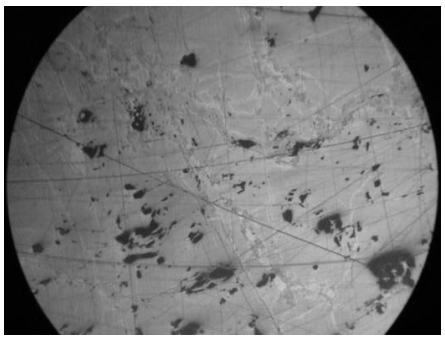


Рис. 2. Аншлиф 10Х4.7 борнит-халькозиновая руда

Борнит(Cu5FeS4) - наиболее часто встречающийся среди сульфидных минералов, до 50% в полированном шлифе. Этот минерал представлен гипидиаморфными зернами до 1го см., розоватого цвета (на свежей полированной поверхности). Зачастую располагается в кварцевых жилах, образуя гнезда или жилки, реже в пористых породах - в виде вкраплений и нашлепок(Рис.2).

Халькозин (CuS2). В аншлифах до 20%, представлен зернами неправильной формы, синего цвета, размерами от первых миллиметров до 0.5 см. В аншлифах наблюдаются структуры замещения борнита халькозином.

Ковеллин (CuS2). Представлен зернами аллотриаморфной формы, размерами от первых миллиметров до первых сантиметров, в аншлифаш до 20%. Образует структуры замещения халькозина (рис.3).

Халькопирит (CuFeS2). Этот минерал встречается в виде зерен аллотриоморфной формы. Размеры зерен различны, до первых см., в аншлифе содержится до 50%. Халькопирит часто замещается халькозином и борнитом (см. рис.3), образуя структуры остатков от замещения, разъедания и пересечения.

Пирит (FeSO4) из всех перечисленных минералов наиболее редко встречаемый. Представлен вкрапленниками до 3мм. В аншлифе окала 5%.

Все сульфидные минералы описанные выше, располагаются в кварцевых жилах, образуя прожилковые, вкрапленные, прожилково-вкрапленные, и гнездовые структуры.

Во всех минералах, кроме пирита, наблюдаются структуры замещения. По их взаимоотношению можно установить следующую последовательность образования: Халькопирит – борнит – халькозин - ковеллин.

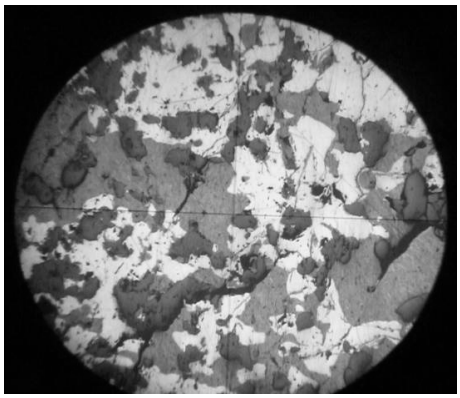


Рис. 3. Аншлиф 10х4.7 халькопирит и ковеллин в кварце.

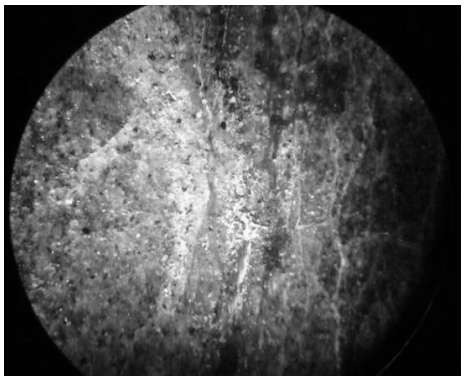


Рис. 4. Аншлиф х2 брошантит и антлерит по трещине в кварцевой жиле

Так же по мимо рудных минералов в кварцевых жилах встречаются галенит и сфалерит в виде вытянутых разноориентированых зерен, так же кварцевые жилы сопровождаются эпидотом.

Брошантит и антлерит ($Cu_4SO_4(OH)_6$ - трудно диагностируемые под микроскопом и тяжело различимые между собой. Эти минералы развиты по всей территории в зонах интенсивно трещиноватых пород. Они залечивают трещины или выступают в виде корочек, налетов и примазок. Характерная особенность ярко зеленый, или синеватый цвет. В отличии от корбанатов меди не реагируют с HCL (рис.4).

Редко встречается халькантит. Полупрозрачный минерал синего цвета, выполняет трещины и полости.

Таким образом, на основании проведенных наблюдений можно сделать ряд выводов:

1. Все вмещающие песчаники состоят из кварца полевого шпата, реже появляется слюда, сцементированные либо корбонатным цементом, либо кварцевым.
2. Рудные минералы делятся на сульфидные и окисленные, наиболее богатые из которых являются сульфидные, а окисленные имеют большее распрастронение.
3. Сульфидные минералы представлены: халькопиритом, борнитом, халькозином и ковеллином. По количеству в аншлифах больше борнита реже халькопирита, халькозина и ковеллина до 20%. Также установлена последовательность образования этих минералов: Халькопирит – борнит – халькозин – ковеллин. Окисленные руды представлены брошантитом и антлеритом, реже хальконтитом.
4. Рудные минералы выполняют трещины, окисленные руды располагаются чаще в послойных трещинах образую рудную пропитку, корочки и налеты. Сульфидные же руды чаще располагаются в секущих трещинах, в кварцевых жилах образуя прожилково-вкрапленные и гнездовые структуры.

По минеральному составу, по структурам и текстурам и по минеральным ассоциациям можно говорить что это гидротермальная проработка вмещающих пород. Также называемые на сегодняшний день окисленные руды, могут вовсе не являться такими, а выступать как первичные рудные минералы.

1. Наркелюн «Удоканское медное и Катугинское редкометальное месторождения Читинской области», 2004.
2. Кренделев «Окисленные руды Удокана», 1987.

ГИС КАК СУДОВАЯ ЭЛЕКТРОННО-КАРТОГРАФИЧЕСКАЯ СИСТЕМА

В.А.Мельников, А.В.Паршин

Институт геохимии им А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, inc-r@mail.ru, sarhin@rambler.ru

До недавнего времени установка электронных навигационных систем на суда не носила обязательный характер, поэтому большинство владельцев судов не приобретали сертифицированные электронно-картографические системы. В настоящее время, с принятием в 2009 г. Международной Морской Организацией резолюции MSC.232(82), процесс внедрения таких систем приобрел системный характер. Для Российских речных судов и судов смешанного плавания были введены обязательные требования – не позднее даты первого освидетельствования органом классификации после 1 января 2011 года пассажирские суда и суда, перевозящие опасные грузы должны оснащаться СОЭНКИ (юридический эквивалент бумажных навигационных карт для судов Речного Регистра). Остальные суда, в зависимости от размеров и вместимости судна – ЭКС (электронная картографическая систем) классов «А» или «В». В связи с этим, вопросы оснащения судов подходящими по классу электронными навигационными системами в настоящий момент являются весьма актуальными.

Наиболее распространенными на акватории озера Байкал, являются суда, которые могут быть охарактеризованы как круизные катера и моторные яхты. Наиболее многочисленным базовым судном для постройки круизных катеров является стандартный катер проекта № Р-376У «Ярославец», класс Речного Регистра «О» (озёрный), разработанный в 1955-57 гг. В настоящее время на акватории озера Байкал эксплуатируются более 50 модифицированных теплоходов «Ярославец», имеющих официальную регистрацию. Моторные яхты зачастую построены по оригинальным проектам и представляют собой цельнометаллические суда океанского класса, способные выдерживать двухметровую волну и порывы ветра до 30 м/с. Кроме яхт и катеров, используется большое количество маломерных судов: моторных лодок, катеров типа «Амур». В целом, рассматриваемую группу судов, в соответствии с нормативными документами Российского Речного Регистра, следует определить как «прогулочное судно». Наряду с общими для этого класса характеристиками (длиной менее 25 м, с количеством людей на борту не более 12 человек и т.д.), необходимо отметить особенность, характерную как для маломерных судов, так и для большинства производных от «Ярославцев», а именно, довольно тесные рубки. Данный фактор предъявляет дополнительные требования к размерам и эргономике применяемых навигационных решений.

В настоящее время, в качестве навигационных средств на Байкальских судах часто используются портативные программно-аппаратные морские картплоттеры типа Garmin GPSMAP 276C, поддерживающие возможность загрузки дополнительных морских карт. В качестве достоинств подобных решений можно отметить относительно доступную цену (порядка 30 т.р.), малые габариты и вес, устойчивость к различным внешним воздействиям по классу IPX7. Однако, в связи с небольшими размеры экрана, такие картплоттеры не соответствуют требованиям к современным электронно-картографическим системам судов Речного регистра. К объективным недостаткам также можно отнести зависимость от карт определенного производителя и необходимость заказа обновлений для поддержания географической информации в актуальном состоянии. При этом высокие цены и большой объем занимаемого пространства не позволяют использовать на судах прогулочного класса сертифицированные системы ЭКНИС/СОЭНКИ.

В такой ситуации, разумным компромиссом между портативными картплоттерами и сертифицированными системами являются системы класса ЭКС. В соответствии со стандартом IEC-62376, на судах малых классов такие решения могут быть использованы в качестве основного средства ведения исполнительной прокладки и без карт с регулярной корректурой. Создание недорогих компактных навигационных систем, устойчивых к внешним воздействиям, с простым пользовательским интерфейсом в настоящее время является актуальной задачей.

Аппаратная часть навигационной ГИС реализована на базе защищенного планшетного ноутбука типа Hammerhead XRT800 (стоимостью в районе 8-18 т.р.). Подобные ПК создавались специально для работы в экстремальных условиях (устойчивы к сильным вибрациям и тряскам, защищены от пыли и влаги, имеют большой сенсорный экран с возможностью развернуть на 180˚ и оперативную замену вышедших из строя компонентов). В качестве пользовательского интерфейса в создаваемой навигационной системы используется кросс-платформенное программное приложение Quantum GIS, это географическая информационная система с дружественным пользовательским интерфейсом и открытым исходным ко-

дом. Приложение распространяется на условиях лицензии GNU (General Public License). В программе осуществляется управление навигационной базы данных, возможность экспортировать имеющиеся данные в навигационную ГИС, добавлять или изменять уже существующие навигационные данные внутри БД в режиме реального времени. Программа была дополненная необходимыми плагинами для подключения GPS-ресивера и реализации необходимых функций обеспечения судовождения. В качестве пользовательского интерфейса в навигационной ГИС может быть использовано любое другое открытое ГИС приложение, которое поддерживает подключение GPS-ресивера.

При создании электронных карт использовались открытые бесплатные источники пространственных данных. Поскольку недостоверная навигационная информация ведет к повышению рисков судовождения, в качестве базовых слоев применялись официальные карты и материалы: штурманская карта оз. Байкал 1991 г, лоция Иркутского водохранилища, Атлас озера Байкал 2001г, WMS-слои карт Генштаба. Для удобства восприятия пространственной информации, помимо векторных слоев навигационных объектов, используется ряд растровых подложек – от данных ДЗЗ Landsat ETM+, до карт Bingmaps. Сравнительное тестирование созданной ЭКС и нескольких проприетарных систем показало высокое качество картографических материалов, созданных на основе открытых источников географических данных.

На основании выше сказанного особенностью навигационной ГИС является то, что система обеспечивает:

- Свободный доступ ко всем используемым пространственным и навигационным данным;
- Свободное распространение используемых пространственных и навигационных данных и самой системы в целом;
- Не требует приобретений у поставщиков на коммерческой или другой основе географических данных или необходимость ждать, когда географические данные станут доступны в свободной форме.

Поскольку ГИС имеет широкие возможности по импорту и редактированию данных, пользователь может дополнять имеющуюся пространственную информацию более актуальной. В БД может быть внесена батиметрическая информация, получаемая с эхолота, данные о рельефе дна озера и об опасных объектах, благодаря чему, со временем база данных становится все более и более точной. Таким образом, можно назвать созданную систему «самосовершенствующейся».

Навигационная система позволяет решать различные задачи судовождения, а также обеспечивает сбор, хранение, анализ и изменение пространственных данных в реальном времени и поддерживает импорт данных различных форматов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ №11-05-00084а

1. Фадеев В.А. Современные судовые навигационные электронные картографические системы. Санкт-Петербург: ГМА им. Макарова, 2011.
2. Лобастов В.М. Электронная картографическая система "dKart Navigator":Учеб. пособие. Владивосток: МГУ им. адм. Г.И. Невельского, 2004. 80 с.
3. Гагарский Д.А. Электронные картографические системы в современном судовождении. – Санкт-Петербург: ГМА им. Макарова, 2007. 91 с.
4. М.К.Ваганов Круизные катера Байкала: Доклад. Иркутск, 2007.
5. М.К.Ваганов, С.А.Полынцев Крейсерские парусные яхты Байкала: Доклад. Иркутск, 2007.
6. Стандарт IEC 62376(2010) Морская навигация и радиокоммуникационное оборудование и системы. Системы электронных карт. Требования к эксплуатационным характеристикам, методы испытания и требуемые результаты испытания, 2010. 40 с.
7. А.В.Паршин, В.А.Мельников, О.И. Демина, Е.А.Руш // Вестник ИрГТУ, 2012, № 1.

$^{40}Ar/^{39}Ar$ ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ ГРАНУЛИТОВ П-ОВА СВЯТОЙ НОС (ЗАБАЙКАЛЬЕ) И ПРОБЛЕМА ЕГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Е.И. Михеев[1,2], Д.С. Юдин[2], А.В. Малышев[3]

[1] Новосибирский государственный университет, mikheev@igm.nsc.ru

[2] Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, dsyudin@gmail.com

[3]Геологический институт СО РАН, gin@gin.bscnet.ru

Изучение тектонической позиции, вещественного состава и возраста глубокометаморфизованных пород и ассоциирующих с ними магматических комплексов, формирование которых происходило на глубинных уровнях земной коры, является одной из фундаментальных задач геологии, петрологии и геохимии.

В этом отношении ключевое значение имеют гранулитовые комплексы фанерозойского возраста, изучение которых позволяет реконструировать геодинамические обстановки формирования, существовавшие в ходе аккреционно-коллизионных процессов и роста континентальной коры [1,2].

В качестве объектов выбраны гранулитовые комплексы п-ова Святой Нос, которые, вероятнее всего, представляют собой наиболее глубокометаморфизованные фрагменты раннекаледонской аккреционно-коллизионной системы Прибайкалья [3].

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ ГРАНУЛИТОВ П-ОВА СВЯТОЙ НОС

Метаморфические породы п-ова Святой Нос (Забайкалье) представлены чередованием пачек, с одной стороны, основных гнейсов, а с другой – триады графитовых мраморов, диопсидовых плагиосланцев с подчиненными пластами кварцитов. Гнейсовые пачки преобладают в южной и северной частях полуострова, а кварцито-сланцево-карбонатные – в средней его части (рис. 1).

Метаморфические породы прорываются гранитоидами баргузинского комплекса Ангаро-Витимского батолита (280-298 млн. лет) [3, 4]. Толщи клинопироксен-амфиболовых гнейсов имеют северо-восточное простирание и крутое падение на северо-запад. Специфической особенностью является развитие зон мраморного меланжа с включениями метабазитов и метадиоритоидов. Метаморфическая толща основных гнейсов насыщена многочисленными жилами гранатсодержащих калиевых гранитов (святоноситов) и инъекционными жилами гранит-пегматитов.

Наиболее распространенными породами в гранулитовом комплексе п-ова Святой Нос являются Grt-Bt-Amp, Bt-Grt-Scp-CPx-Amp и Grt-Amp-Bt-Cpx гнейсы. Это среднезернистые, слаборассланцованные породы, имеющие гранобластовую структуру. Акцессорные минералы представлены магнетитом и сфеном. Вторичные изменения в этих породах не наблюдаются. Рассматриваемые гнейсы характеризуются пониженной щелочностью и относятся к нормальному ряду магматических пород. В системе «сумма щелочей-FeO-MgO» составы пород отвечают известково-щелочной серии, что предполагает в качестве протолита вулканические породы островодужного генезиса. Особенности редкоэлементного состава пироксен-амфиболовых гнейсов отражены на спектре распределения редких и редкоземельных элементов (рис. 2) и не противоречат выводу о метавулканической природе гранулитов. Спектры характеризуются слабым отрицательным наклоном, свидетельствующим об обогащении легкими лантаноидами относительно тяжелых. Также характерно наличие положительной европиевой аномалии, и в одном случае – отрицательной. На спайдер-диаграмме выделяются отрицательные аномалии по содержаниям Th, Nb и Ti [5].

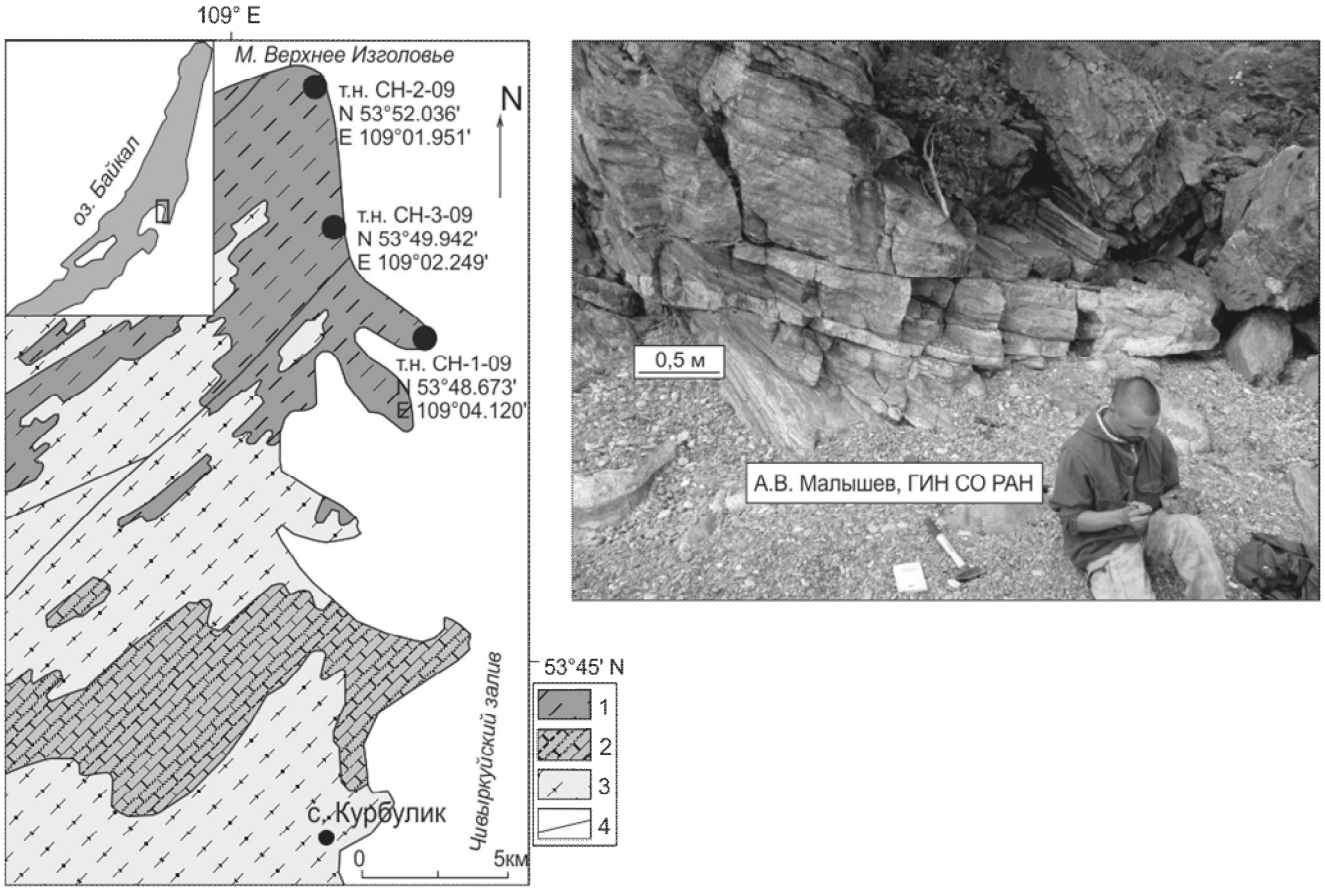


Рис. 1. Геологическая схема п-ова Святой Нос, составленная на основе государственных геологических карт масштаба 1:200000, с изменениями и дополнениями авторов.

Условные обозначения: 1 – гнейсово-сланцевая толща; 2 – кварцит-сланцево-мраморная толща; 3 – биотитовые гнейсограниты и синметаморфические граниты; 4 – разрывные нарушения. Точки – места отбора проб и их номера с координатами. На врезке (слева вверху) показан район экспедиционных работ. На фото – геологическое обнажение основных гнейсов, интрудированных жилами калиевых гранатсодержащих гранитов (т.н. СН-1-09).

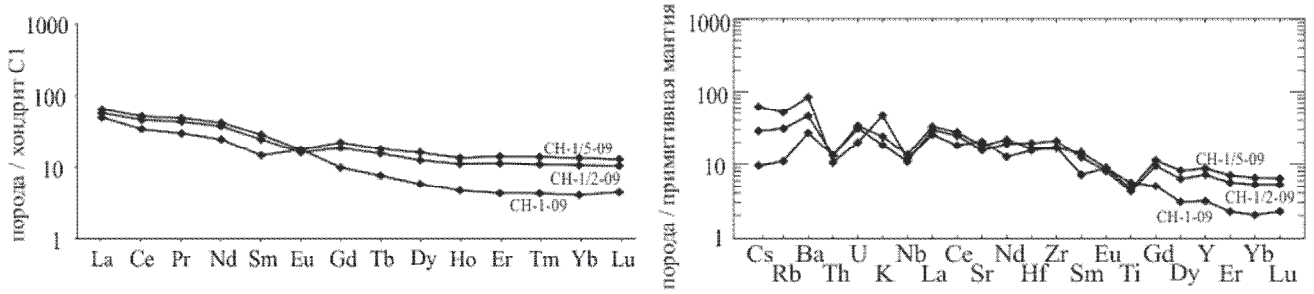


Рис. 2. Состав основных гнейсов п-ова Святой Нос на спектрах распределения редкоземельных и редких элементов.

AR/AR ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ГРАНУЛИТОВ

Минералы для $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопно-геохронологических исследований (биотит, амфибол) выделялись с использованием стандартных методик магнитной и плотностной сепарации. Навески минеральных фракций совместно с навесками биотита МСА-11 (ОСО № 129-88), используемого в качестве монитора, заворачивались в алюминиевую фольгу, помещались в кварцевую ампулу и после откачки из нее воздуха запаивались. Биотит МСА-11, подготовленный ВИМС в 1988 году как стандартный K/Ar образец, был аттестован в качестве $^{40}Ar/^{39}Ar$ монитора с помощью международных стандартных образцов мусковита Bern 4m, биотита LP-6. В качестве интегрального возраста биотита МСА-11 принято среднее результатов калибровки, составившее 311.0 ± 1.5 млн. лет. Кварцевые ампулы с пробами облучались в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа при Томском политехническом университете. Градиент нейтронного потока не превышал 0,5% в размере образца. Эксперименты по ступенча-

тому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по ^{40}Ar (10 мин при 1200°C) не превышал 5×10^{-10} нсм^3. Очистка аргона производилась с помощью Ti- и ZrAl SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы Микромасс (Англия). Ошибки измерений, приведенные в тексте, в таблицах и на рисунках, соответствуют интервалу ± 1σ.

Таблица 1.

Составы Bt и Amp основных гнейсов п-ова Святой Нос.

№ обр.	СН-1/2а-09		СН-1/5-09	
	Bt	Amp	Bt	Amp
SiO_2	36,71	44,00	36,79	44,45
TiO_2	5,30	1,96	5,45	1,81
Al_2O_3	15,56	11,57	14,62	11,51
Cr_2O_3	н.о.	н.о.	0,11	0,08
∑FeO	17,00	15,05	17,94	14,40
MnO	0,02	0,19	0,04	0,09
MgO	11,50	10,44	11,72	10,68
CaO	-	11,00	0,01	11,22
Na_2O	0,12	1,34	0,10	1,38
K_2O	9,32	1,17	9,38	1,27
BaO	0,37	0,02	0,44	-
Total	95,90	96,74	96,59	96,90

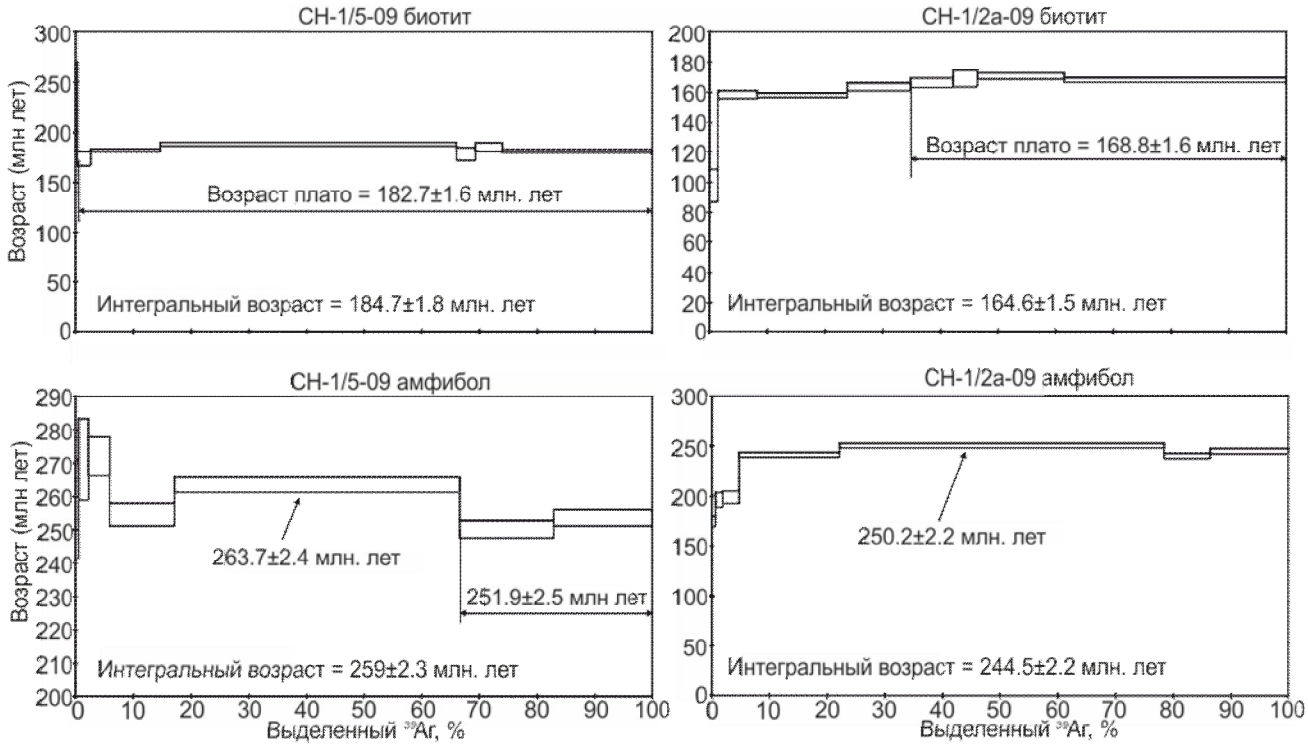


Рис. 3. Спектры Ar-Ar изотопного возраста основных гнейсов п-ов Святой Нос для обазцов СН-1/5-09 и СН-1/2а-09 (N53°48.673'; E109°04.120'). Авторы проб: Е.И. Михеев, Д.С. Юдин (ИГМ СО РАН), А.В. Малышев (ГИН СО РАН). Аналитики: А.В. Травин, Д.С. Юдин (ИГМ СО РАН).

Для $^{40}Ar/^{39}Ar$ исследований были отобраны биотиты и амфиболы из клинопироксен-амфиболовых гнейсов (обр. СН-1/5-09, СН-1/2а-09). GPS-координаты отбора образцов показаны на рис. 1. Составы Bt и Amph из исследуемых образцов приведены в табл. 1.

В $^{40}Ar/^{39}Ar$ спектре амфибола из образца СН-1/5-09 выделяется два участка: один – с возрастом 263.7±2.4 млн лет (рис. 3), соответствующий 50% выделенного ^{39}Ar, и второй – 251.9±2.5 млн лет, соот-

ветствующий 32% выделенного ^{39}Ar. В возрастном спектре биотита из образца СН-1/5-09 выделяется плато с возрастом 182.7±1.6 млн. лет, соответствующее 98% выделенного ^{39}Ar.

В $^{40}Ar/^{39}Ar$ спектре амфибола из образца СН-1/2а-09 выделяется плато с возрастом 250.2±2.2 млн лет, соответствующее 95% выделенного ^{39}Ar. В спектре биотита из этого же образца наблюдается плато с возрастом 168.8±1.6 млн. лет, которое соответствует 65% выделенного ^{39}Ar.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Детальные петрологические и геохимические исследования гранулитов в Чернорудской зоне Ольхонского региона и п-ова Святой Нос свидетельствуют о близости геологического строения, вещественного состава и PT-параметров метаморфизма (табл. 2). Впервые на проблему их корреляции было обращено внимание В.А. Макрыгиной и др. [3]. Первые результаты Ar-Ar изотопного датирования по Bt и Amph из гранулитов п-ова Святой Нос дали неожиданный результат (рис. 4). Изначально предполагалось, что можно ожидать переустановку K-Ar изотопной системы в Amph и Bt, подвергшихся тепловому воздействию со стороны Ангаро-Витимского батолита, однако они оказались существенно моложе (270-170 млн. лет, см. рис 4). В сравнении с результатами Ar-Ar изотопного датирования гранулитов Ольхонского региона [6-8], которые укладываются в закономерные термохронологические тренды, на п-ове Святой Нос отмечается более молодой тепловой пик, формирование которого, вероятнее всего, необходимо связывать с мезозойской тектонической активизацией Байкальского региона. Для окончательного решения этого вопроса необходимо проведение U-Pb изотопного датирования главных петротипических разностей магматических и метаморфических комплексов п-ова Святой Нос.

Таблица 2.

Корреляция структурно-геологических, минералого-петрографических и петрогеохимических признаков гранулитовых комплексов и ассоциирующих с ними метасоматических и магматических пород Ольхонского региона и п-ова Святой Нос.

	Признаки (критерии)	Приольхонье и о-в Ольхон	п-ов Святой Нос
1	Ассоциация пород	Основные гнейсы, графитовые мрамора, кварциты, парааутохтонные и инъекционные жилы гранитов и пегматитов.	
2	Структурные индикаторы	Мраморный меланж, состоящий из карбонатного матрикса, метабазитовых будин и включений.	
3	Синметаморфический базитовый магматизм	Габбро-пироксенитовые синметаморфические тела (Черноруд и др.), будины и включения в мраморном меланже.	Будины и включения в мраморном меланже. Крупные тела габбро-пироксенитов отсутствуют.
4	Метасоматические породы	Скарноиды на контактах базитовых тел и мраморов. Широко развиты в Ольхонском регионе и на п-ове Святой Нос.	
5	Петрография основных гнейсов	Opx+Cpx+Grt±Ttn±Scp гнейсы. Протолит: T = 624 ± 11 млн. лет. Гранулитовый метаморфизм: T = 495 ± 5 млн. лет, U-Pb (Zrn), Ar-Ar (Amp).	Grt-Amp-Bt-Cpx, Grt-Bt-Amp, Bt-Grt-Scp-Cpx-Amp гнейсы.
6	Составы метаморфического биотита	Bt характеризуется высокими концентрациями титана и бария.	
		TiO_2 = 4.8 – 5.8 масс.%, BaO = 0.011 – 0.013 масс.%.	TiO_2 = 4.8 – 5.5 масс.%, BaO = 0.011 – 0.013 масс.%.
7	Составы метаморфического амфибола	Амфибол характеризуется высоким содержанием чермакитового минала.	
8	PT-параметры метаморфизма	P = 7.7 – 8.6 кбар, T = 770 – 820 °C.	P = 6.2 – 7.2 кбар, T = 705 – 745 °C.
9	Петрогеохимия основных гнейсов	Протолит основных гнейсов (T = 624 ± 11 млн. лет) отвечает толеитовым базальтам задуговых бассейнов (дискриминационные диаграммы TAS, AFM, Y-Zr).	
10	Синметаморфический гранитны гранулитовой фации	Гиперстеновые плагиограниты, T = 496 ± 3 млн. лет, U-Pb (Zrn).	Не обнаружены.
11	Синметаморфические калиевые граниты (диафторез гранулитов)	Калиевые Bt (±Grt) граниты шаранурского комплекса. T = 470 – 460 млн. лет, U-Pb (Zrn).	Калиевые гранатсодержащие граниты.

Работа выполнена при финансовой поддержке ОНЗ-10.3.

За помощь в организации экспедиционных работ на п-ове Святой Нос и обсуждение научных проблем авторы выражают искреннюю благодарность Д.А. Орсоеву (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) и А.С. Мехоношину (ИГХ СО РАН, Иркутск).

1. Добрецов Н.Л. Глобальные петрологические процессы. М.: Недра. 1981. 236 с.
2. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем). М.: Научный мир. 2001. 188с.
3. Макрыгина В.А., Петрова З.И., Конева А.А., Суворова Л.Ф. Состав, РТ-параметры и метасоматические преобразования основных сланцев п-ва Святой Нос (Прибайкалье) // Геохимия, 2008, № 2. С. 167-182.
4. 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.
5. Михеев Е.И. Корреляция раннекаледонских гранулитовых комплексов Прибайкалья (на примере Приольхонья и п-ова Святой Нос) // Материалы XLIX международной научной студенческой конференции «Студент и научно-технический прогресс». Новосибирск, 2011.
6. Волкова Н.И., Травин А.В., Юдин Д.С., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Владимиров А.Г. Первые результаты 40Ar/39Ar-датирования метаморфических пород Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // ДАН, 2008, Т. 420, № 4. С. 512-515.
7. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия, 2009, № 11, С. 1181-1199.
8. Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Мехоношин А.С. Травин А.В., Владимиров В.Г., Хромых С.В., Юдин Д.С., Колотилина Т.Б. Геодинамическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // ДАН, 2011, Т. 435, № 6. С. 1-7.

КОЛЛЕКЦИЯ Ф.П. КРЕНДЕЛЕВА В СОБРАНИИ МУЗЕЯ БНЦ СО РАН

А.Е. Мурзинцева

Музей БНЦ СО РАН, Улан-Удэ, Россия, muzeybsc@yandex.ru

Федор Петрович Кренделев – один из людей, роль которых в истории Музея Бурятского научного центра СО РАН можно назвать решающей. Он принял самое непосредственное участие в становлении Музея, в развитии его собрания, оформлении экспозиции, утверждении официального статуса.

Решение о создании музея при Отделе геологии Бурятского филиала СО АН СССР было принято Ученым советом Отдела в 1969 г. Однако без постоянного штата, на «общественных началах», организационный период сильно затянулся. Только в 1974 г., после образования Геологического института с Федором Петровичем во главе, началось документальное оформление музейного собрания, подготовка экспозиции. В 1977 г. по представлению Ф.П.Кренделева и М.В. Мохосоева вышло постановление Президиума СО АН СССР, об учреждении при Бурятском геологическом институте академического минералогического музея. Позднее, в 1989 г. он вошел в объединенный Музей Бурятского научного центра. 1 апреля 1978 г. состоялось открытие экспозиции, которая разместилась в подвале института (ныне – лабораторный корпус по ул. Павлова, 2).

Авторами первой экспозиции стали практически все сотрудники института. В ее Тематико-экспозиционном плане Ф.П. Кренделев значится как исполнитель сразу нескольких разделов [1]. Это «Минералогия Забайкалья и сопредельных территорий (МНР, Иркутская обл.)» - совместно с Г.С. Риппом, М.И. Швадусом, Ю.Ч. Очировым, М.Ф. Труневой, Ц.-Д.Г. Тумуровой, А.Г. Мироновым, М.Б. Френкелем. В нескольких витринах были выставлены коллекции минералов на классификационной основе А.Г. Бетехтина. В современной экспозиции Музея БНЦ он трансформировался в раздел «Классическая минералогия». Индивидуально Кренделевым были подготовлены еще два раздела. «Рудоносные конгломераты», проиллюстрированные геологической картой и разрезом м-я Витватерсранд и «Минералы тибетской медицины», в котором демонстрировалась коллекция минералов и пород, применяемых в древней тибетской медицине и современной фармакопее; минеральное сырье и полученные из него современные препараты. Сегодня эта тема является частью отдельной экспозиции «Тибетская медицина: история и современность». Информация о необычных свойствах минералов, минералогических знаниях у древних народов была своеобразным хобби Федора Петровича.

Всего в экспозиции было задействовано 1440 геологических образцов, учетная информация о которых хранилась в «Инвентарной книге музейных экспонатов». Первой коллекцией, занесенной в Ин-

вентарную книгу, были «Ураноносные конгломераты мира» Ф.П. Кренделева. Всего в собрании Музея БНЦ 119 единиц хранения этого автора [2]. География собрания охватывает весь «Старый свет» - Азию, Европу и Африку.

Наибольшее число образцов (37 ед.хр.) относится к Забайкальскому краю – Балейскому рудному полю, Удоканскому месторождению меди. Строение и разведка последнего было темой кандидатской диссертации Кренделева; с 1973 года он координировал программу «Медные руды Удокана». В апреле 1978 года Федор Петрович передал в Музей образец чароита с г. Мурун Читинской области, только что утвержденного нового минерала.

Образцы с территории Бурятии (15 ед.хр.) – включают в себя вулканогенные породы Джиды и Тункинской долины, травертины курорта Аршан, ильменит-магнетитовый песок и адуляровый кальцифир с побережья Байкала. Исторический интерес представляет образец гранито-гнейса из шахты строившегося в 1970-е годы Байкальского тоннеля (Ф.П. Кренделев был награжден медалью «За строительство Байкало-Амурской магистрали»). В группу входят руды редкометалльных месторождений (Холтосон, Первомайское, Ермаковское), дополнением которым служат образцы оптического и оконного стекла, изготовленные из кварцитов Черемшанского месторождения. Такой подход хорошо иллюстрирует девиз музея того времени: «Собрание камня служит источником информации по самому различному его использованию» [1].

К Восточной Сибири также относятся руды и породы Иркутской области (5 ед.хр.) и Якутии (2 ед.хр.). Образцы рудоносных конгломератов Красноярского края (7 ед.хр.) представляют материалы докторской диссертации Кренделева «Кларки радиоактивных элементов в докембрийских породах Енисейского кряжа».

Другие территории бывшей СССР в коллекции Ф.П. Кренделева представлены неравномерно. В их числе руды дальневосточных Солнечного месторождения алюминия и Агинского месторождения золота (9 ед.хр.); образцы самородной меди и тантало-ниобиевых конгломератов Урала (5 ед.хр.); рудные конгломераты Курской магнитной аномалии (2 ед.хр.); минералы Кольского полуострова (2 ед.хр.); образцы с Тырныаузского месторождения вольфрамово-молибденовых руд на Кавказе (11 ед.хр.). Несколько образцов привезены из Средней Азии: полиметаллические туфоконгломераты м-я Тутлы (Узбекистан) и самородная сера из пустыни Каракум (Туркмения).

Особый интерес для своего времени представляют коллекционные материалы из-за пределов Советского Союза. С 1950 по 1956 годы Федор Петрович работал в Народной Республике Болгария, сначала рудничным геологом, а затем главным геологом Отдела перспективной разведки Загранпредприятия. В собрании Музея БНЦ хранятся привезенные им из Болгарии образцы вюртцита, а также 9 образцов руд месторождений Чехословакии. Это кварц-сульфидная руда м-я Банска-Штявница, полиметаллические ртутьсодержащие руды м-я Рудняны, мышьяковистые и сурьмяные руды м-я Дубрава, касситерит-арсенопирит-лёллингитовая руда м-я Медведов Поток, и кварц-касситеритовая руда проявления Дылга Долина, а также литографский камень из м-я Золинген.

Украшением «коллекции конгломератов мира» служат эталонные образцы Витватерсранда – крупнейшего в мире месторождения золота. Это пирит-пирротиновый золотоносный конгломерат из горизонта Доминион-Риф и уран-золотоносный конгломерат из горизонта Блэк-Риф.

Необходимо отметить, что в музейные инвентарные книги этого периода вносились помимо предметов основного фонда и научно-вспомогательные материалы, и поступившие на временное хранение. Благодаря такой особенности мы можем судить об образцах Ф.П. Кренделева, которые демонстрировались в музейных витринах в 1970-е годы, но в дальнейшем были изъяты для исследовательских целей, участия в зарубежных выставках и т.п. В большинстве, материалы временного хранения дублировали образцы основного фонда. Особое внимание привлекает уран-золотоносный кварцит м-я Ferrure Turforteien (Южная Африка), помеченный как «Образец проф. Де-Лонэ (1903 г.). Копия образца из коллекции МГРИ. Анализирован в МГРИ и А.Г. Мироновым» [2]. Этот экземпляр представлял коллекционную ценность как с точки зрения широты географического охвата собрания, так и с точки зрения истории науки.

Луи де Лоне (1860-1938) геолог, горный инженер, профессор по кафедре практической геологии в высшей горной школе в Париже. Всемирную известность ему принесли труды по геологии месторождений полезных ископаемых, минералогии кристаллических пород, а также по минеральным и термальным источникам Европы, Азии и Африки. В конце жизни (с 1930 года) он возглавлял Геологическую

службу Франции [3]. История появления такого образца в Бурятии, как и дальнейшая его судьба, вызывает закономерный интерес. По-видимому, Федор Петрович забрал образец из Музея, когда переехал из Улан-Удэ.

Коллекция Федора Петровича Кренделева активно задействована в экспозиционной практике Музея БНЦ. 19 образцов из нее находится в постоянных экспозициях залов геологии и тибетской медицины.

16-18 апреля 2007 г. в Улан-Удэ проходила Всероссийская конференция «Геохимия и рудообразование радиоактивных, благородных и редких металлов в эндогенных и экзогенных процессах», посвященная 80-летию чл.-кор. РАН Федора Петровича Кренделева. К ней Музеем была подготовлена выставка. На выставке демонстрировались наиболее яркие фондовые образцы из коллекции юбиляра и обширная планшетная часть. В ее подготовке использовались фотографии из фонда фотоматериалов Музея (11 экз.), а также цифровые копии фотографий, переданные родственниками Кренделева (19 экз.), рисунки Федора Петровича из книги «Остров Пасхи: геология и проблемы». Воспоминания сотрудников Геологического института о своем директоре добавили маленькие, но емкие штрихи к его портрету, придали образности и душевной теплоты выставке:

«Увлекающийся, неординарный человек» (Г.С. Рипп).

«Он был прекрасный рассказчик, очень увлекающийся. Вторая половина человеческого рода, женская, всегда была от него без ума и всегда с удовольствием стекалась на его рассказы, сбегались» (А.Б. Птицын).

«Человек был с большой долей оптимизма. Несмотря на то, что он болел достаточно часто. Но, тем не менее, он всегда балагурил. С ним было весело работать» (А.П. Чечель).

«Нормальный мужик!» (Б.Ж. Жалсараев).

«Вспоминаю, как было приятно, когда Федор Петрович интересовался нашим маленьким сыном – у него примерно в это же время родился внук. Поражало, что он замечает и помнит все об окружавших его людях» (В.П. Резанова).

«Он даже произносил такую фразу, которую часто и многие от него слышали: «Зачем вообще дети рождаются? Лучше бы сразу внуки!»» (А.Б. Птицын).

«Это человек энциклопедических знаний, его интересовало буквально все. Сведения о каждом новом интересном явлении Федор Петрович помещал в специальную папку – на будущее. И еще – в любом споре последнее слово всегда оставалось за ним» (Н.С. Карманов).

«Фёдор Петрович заражал всех вокруг своей неуёмной энергией; запомнилось, как он проносился с утра по нашему третьему этажу, успевая одновременно и решить свои какие-то вопросы, и поинтересоваться здоровьем, и поздравить с днем рождения. Его можно было слушать бесконечно и о чем угодно» (Н.Г. Карманова).

«Пел Федор Петрович прекрасно, запомнился романс «Белая акация» в его исполнении. Очень поддержало меня его присутствие на моей защите – тогда он работал уже в Чите» (Э.М. Татьянкина).

«Всегда веселый, приветливый, доброжелательный однажды он сделал нам очень суровое замечание за то, что мы – аналитики сидели в весовой комнате чуть ли не в фуфайках – было холодно» (В.А. Иванова).

«Как-то пришлось мне возвращаться на «волге» вместе с Федором Петровичем из командировки в Иркутск. Все восемь часов, что мы провели в машине, рот у него не закрывался – песни, анекдоты, воспоминания о детстве, о семье, отце-пимокате, - время пролетело незаметно и очень интересно» (А.М. Плюснин).

II Всероссийская молодежная конференция «Геология Забайкалья» также посвящается памяти Ф.П. Кренделева и сопровождается выставкой. На выставке помимо каменного материала и фотографий задействуются публикации Федора Петровича. Всего им опубликовано более 500 работ, в том числе 9 монографий [4]. В библиотеке Геологического института хранится папка отдельных оттисков статей Кренделева с дарственными надписями автора. В том числе статьи из журналов «Литология и полезные ископаемые», «Геология и геофизика», «Доклады Академии наук СССР», «Известия высших учебных заведений», «Известия Сибирского отделения АН СССР», «Советская геология», «Труды Института геологии и геофизики», «Труды СНИИГИМС». Обращает на себя публикация из депозитария ВИНИТИ - «Методика отбора представительных проб пород для определения кларков радиоактивных элементов», закрепившая приоритет Ф.П. Кренделева в разработке методики. Еще несколько статей – из зарубежных

журналов. На английском языке оттиски из журналов «International Union Geological Sciences» и «International geology review», на немецком – из журнала «Zeitschrift fur angewandte Geologie». Следует отметить, что последние два журнала публиковали переводы статей, ранее вышедших в советских журналах. Отдельное издание - перевод Ф.П. Кренделева работы А.Т. Роу «Применение геофизики при исследовании золоторудных полей Южной Африки» (A.T. Roux – The application of geophysics to gold exploration in South Africa. Mining and Groundwater geophysics), вышедшее в Новосибирске в 1971 г. В отличие от переводческой деятельности, научно-популярные публикации Кренделева широко известны. Среди библиотечных экземпляров – оттиски статей «Что дает БАМ петрологии? Что петрология дает БАМ? (ж-л «Природа») и «Рин-Шен» (ж-л «Байкал»).

Таким образом, мы можем говорить о том, что личность Федора Петровича Кренделева и сегодня продолжает оказывать заметное влияние на разные аспекты работы Музея БНЦ и вызывает заслуженное внимание сотрудников Бурятского научного центра и его гостей.

1. Тематико-структурный план музея Геологического института БФ СО АН СССР (рукопись). Текущий архив Музея БНЦ СО РАН.
2. Инвентарная книга музейных экспонатов № 1 (рукопись). Текущий архив Музея БНЦ СО РАН.
3. Большая советская энциклопедия. М.: Советская энциклопедия. 1969—1978.
4. Ученые-исследователи Геологического института СО РАН. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1998. С. 116-119.

ПРИЗНАКИ ПЛАВЛЕНИЯ ГРАНИТНЫХ КСЕНОЛИТОВ В ЛАМПРОФИРОВОЙ МАГМЕ (НА ПРИМЕРЕ КСЕНОЛИТОВ ГУСИНООЗЕРСКОЙ ДАЙКИ, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

А.М. Олзоев[1], А.В. Самсонов[1], В.Б. Хубанов[1, 2], П.Н. Ванчи[2], Т.Т. Врублевская[1, 2]

[1]Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия

[2]Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, khubanov@mail.ru

Плавление коровых пород при взаимодействии с мантийными магмами представляется одним из ведущих процессов ответственных за формирование салических расплавов. Как правило, подобная модель образования гранитоидных магм обосновывается исключительно на геохимических и изотопно-геохимических данных, за редким исключением в литературе имеются описания прямых свидетельств плавления коровых пород при их взаимодействии с мантийными магмами [1]. В настоящем сообщении приводятся свидетельства плавления гранитных ксенолитов в щелочно-основной (лампрофировой) Гусиноозерской дайке и данные об условиях их плавления.

Гусиноозерская дайка располагается в центральной части Западного Забайкалья в северо-западном борту Гусиноозерской впадины. Дайка отчетливо выделяется в рельефе в виде гребня высотой до 20 м, ее протяженность составляет около 10 км при мощности, варьирующей от 1 м до 15 м. Она прорывает раннемеловые отложения селенгинской серии и имеет северо-восточное простирание (70-80 градусов). Возраст дайки, полученный K-Ar и Rb-Sr методами датирования – раннемеловой (120 млн. лет). Дайка имеет сложное строение и образовалась при неоднократном внедрении лампрофировых и сиенитовых магм [2].

Ксенолиты гранитов и гранит-пегматитов распространены в приконтактовой зоне центральной части Гусиноозерской дайки со стороны висячего крыла. Поперечный размер их варьирует от 3-5 см до 15-20 см. Они представлены средне-, крупнозернистыми и пегматоидными, среднезернистыми и мелкозернистыми породами лейкогранитного состава, сероватого цвета, сложены полевым шпатом, кварцем, рудным минералом (в акцессорных количествах). В области их контакта с вмещающей дайковой породой повсеместно наблюдается реакционная кайма серого цвета шириною от первых мм до 10 мм. Изучение состава фаз, слагающих ксенолиты, вмещающий лампрофир и реакционную кайму между ними, проводилось на сканирующем электронном микроскопе LEO-1430 VP (LEO Electron Microscopy Ltd).

При микроскопическом изучении ксенолитов выделены следующие зоны: вмещающий лампрофир (порода дайки) → микрогранофировая зона мощностью около 5 мм, подразделенная на 2 подзоны → гранитный ксенолит. Вмещающий лампрофир – это порфировая порода с вкрапленниками биотита и клинопироксена, реже амфибола и апатита; основная масса представлена андезином (28-33 мол.% An), тройным полевым шпатом (Or_{10-12}, Ab_{73-75}, An_{13-15}) щелочным полевым шпатом (45-49 мол.% Or), занимающие около 50-60% базиса, биотитом (до 30%), рудным минералом (до 7%), апатитом (до 5%). Первая подзона микрогранофировой зоны имеет гипидиоморфнозернистую и призматическизернистую структуру, она сложена зернами идиоморфных щелочных полевых шпатов, размером до 0,3 мм, и

интерстиционным кварцем. Мощность ее около 1,5 мм. Валовый химический состав этой подзоны близок к составу щелочного гранита (SiO_2 75.34-74.85 мас.%, Al_2O_3 12.55-15.32 мас%, Na_2O 3.88-4.91 мас.%, K_2O 6.86-7.49 мас.%, оснований – менее 2%). Вторая подзона имеет относительно более мелкозернистое сложение и гиалопилитовую структуру, представлена микролитами щелочного полевого шпата (размером менее 0,1 мм) и интерстиционным стеклом. Мощность подзоны около 3,5 мм. Интерстиционное стекло имеет ультракислый состав (с SiO_2 79.64-80.94 мас.%, Al_2O_3 9.82-10.37 мас%, Na_2O 2.96-3.31 мас.%, K_2O 5.86-6 мас.%, оснований – менее 1%). В микрогранофировой зоне также отмечаются редкие кристаллы зонального тройного полевого шпата, некоторые из которых заключены в щелочно-полевошпатовую оторочку. Вариации состава внутри данных кристаллов в основном выражаются в увеличение альбитового минала от центра к периферии зерна. В пределах гранитного ксенолита между K-Na полевым шпатом и кварцем наблюдаются реакционные оторочки шириною 0,08-0,25 мм, сложенные ультракислым стеклом, близким к составу стекла микрогранофировой зоны и редкими «зародышами» кристаллов щелочного полевого шпата.

Полученные составы новообразованных расплавов (ультракислое стекло) значительно отличаются от эвтектических гранитных расплавов более высоким содержанием кремнекислоты. Согласно экспериментальным данным в системе Kfsp-Q смещение гранитной эвтектики в сторону кварца существенно смещается в присутствии избыточного щелочного флюида [3]. В случае Гусиноозерской дайки существенный избыток воды и щелочей в магматической системе возможен на заключительных стадиях ее кристаллизации.

Условия плавления гранитных и гранит-пегматитовых ксенолитов, вероятно, определялись условиями кристаллизации вмещающей магмы. Основные параметры кристаллизации Гусиноозерской дайки определены в работе М.Г. Шадаева [2]. Мафические породы дайки являются типичными лампрофирами, в которых фенокристаллы представлены исключительно биотитом, клинопироксеном, изредка амфиболом и апатитом. Кристаллизация феннокристалов биотита и амфибола, а также отсутствие плагиоклаза среди вкрапленников предполагает, что водосодержание щелочно-базальтовой магмы было не менее 4-6 мас.%. Помимо воды заметную роль среди летучих, по-видимому играл фосфор и фтор, на что указывают количества и состав апатита (до 5% объема породы с содержанием P_2O_5 40-42 мас.% и F до 4,5 мас. %), а также концентрации F в биотите (2-4 мас.%) и амфиболе (~0,7 мас.%). Минеральная геотермометрия клинопироксеновых вкрапленников показала температуры их кристаллизации 1000-1100°С, а температура кристаллизации тройных полевых шпатов основной массы – 700-900°С.

Таким образом, строение и состав контактовой области между ксенолитами и породой дайки свидетельствуют о том, что гранитные ксенолиты испытали частичное плавление, условия которого определялись режимом кристаллизации вмещающей щелочно-основной магмы

1. Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А., Шадаев М.Г. Метастабильное плавление гранитов в базальтовом расплаве // ЗВМО. 1988. №8. С. 648 – 659.
2. Шадаев М.Г. Условия кристаллизации щелочно-базальтовых магм при формировании Гусиноозерской дайки (Забайкалье). // ЗМВО. 2001. №1.С. 34 – 48.
3. Кузнецов А.Д., Эпельбаум М.Б. Эвтектические соотношения в открытых системах с вполне подвижными компонентами. М.: Наука, 1985, 109 с.

ОСОБЕННОСТИ СИСТЕМЫ ГОСУДАРСТВЕННОГО МОНИТОРИНГА ВОДНОЙ СРЕДЫ ОЗЕРА БАЙКАЛ

А.В. Паршин

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, vader@cbsirkutsk.ru

Озеро Байкал является крупнейшим в мире по объему пресной воды. Флора и фауна, обитающая в озере, представляет исключительное значение для эволюционной науки и требует своего сохранения в естественном виде согласно Конвенции об охране всемирного культурного и природного наследия ЮНЕСКО и законодательству РФ.

В связи с относительно высокой антропогенной нагрузкой на Прибайкальскую природную территорию, необходимость охраны озера Байкал не вызывает сомнений. Также большинство ученых сходится и в том, что производственная деятельность человека на байкальской природной территории не может быть полностью прекращена, в связи, с чем необходимо научно-обоснованно оценить меру рационального использования природных ресурсов озера [1]. В последнее десятилетие всё больше внимания уделяется вопросам охраны и воспроизводства биологических и абиотических ресурсов Байкала и его

бассейна. Рациональное их использование – предмет пристального внимания и комплексного исследования десятков научно-исследовательских учреждений Российской академии наук.

Контроль хозяйственной деятельности человека требует своевременного получения данных о состоянии оз. Байкал. Для оперативного получения подобной информации требуется формирование системы мониторинга, адекватной по своей полноте и научно-техническому уровню степени ответственности за сохранность уникальной экосистемы. Создание такой системы является важной государственной задачей. При этом действующая в настоящее время система наблюдений является объектом постоянной критики со стороны научного сообщества. Еще в 2007 году решением заседания Межведомственной комиссии Совета Безопасности Российской Федерации по экологической безопасности несовершенство государственной системы мониторинга окружающей среды озера Байкал было признано официально.

Система государственного мониторинга состояния водной среды озера Байкал изначально была основана на получении и анализе данных об абиотических параметрах вод. Отказ от действующих методов и средств ведения наблюдений невозможен, поскольку альтернативные методики мониторинга не разработаны, законодательное нормирование приводится только для гидрохимических показателей, а сопоставление результатов наблюдений с ранее полученными будет невозможно.

Реализация действующей программы связана с рядом проблемных моментов:

1. Юридические и методологические проблемы системы госнаблюдений: отсутствие официально принятых классов качества байкальской воды и применимых нормативов ПДК, что не позволяет эффективно осуществлять экологический контроль и наказывать виновных в экологических правонарушениях. К примеру, в настоящее время требования к качеству воды Байкала и нормы допустимых воздействий на его водную среду регламентируются «Нормативами качества воды водных объектов рыбохозяйственного значения, в том числе нормативов предельно допустимых концентраций (ПДК) вредных веществ в водах водных объектов рыбохозяйственного значения», (М, 2010 г.) и СанПиН 2.1.5.980-00 «Гигиенические требования к охране поверхностных вод». Установленные этими документами ПДК совершенно неприменимы для Байкала, поскольку в десятки и сотни раз превышают значения природных концентраций нормируемых веществ в водах озера. Выявить аномалии в природной среде на их фоне невозможно.
2. Отсутствие единой парадигмы по базовым гидрохимическим характеристикам. Путаница в естественных (фоновых) концентрациях наблюдаемых веществ, по данным различных источников [2, 3] приводит к тому, что органам государственной власти невозможно выявлять как наличие воздействий на экосистему, так и их степень.
3. Затрудненный доступ к данным о экосостоянии озера для представителей научных организаций. Невыполнение Федерального закона «Об охране озера Байкал» в области информирования заинтересованных лиц и организаций. Отсутствие доступной информации о состоянии озера регулярно приводит к прениям в обществе и научных кругах.

Существуют и другие подобные проблемы требующие скорейшего решения. В связи с этим, в 2010 году между ФГУ «Востсибрегионводхоз» и Институтом геохимии СО РАН был заключен договор о творческом сотрудничестве, целью которого является совершенствование системы мониторинга водной среды озера, используемой подразделениями Федерального агентства водных ресурсов.

Актуальность работы обусловлена необходимостью скорейшего формирования адекватного механизма охраны озера Байкал. При этом, получаемые в результате работ по мониторингу параметры водной экосистемы Байкала имеют первостепенную важность не только с позиций решения практических задач охраны окружающей среды, но и с научной точки зрения.

Выполненная работа направлена на совершенствование действующей системы мониторинга водной среды озера Байкал, а именно, подведение современной научной базы под действующую программу наблюдений. Изучались гидрохимические особенности поверхностного слоя вод озера Байкал, методологические и юридические особенности программы наблюдений, а также технические средства обработки и представления данных, используемые для обеспечения мониторинга. При этом решались следующие задачи:

Изучение современных программных и аппаратных средств, используемых при исследованиях водных объектов, а также критический анализ действующего природоохранного законодательства и существующих методов мониторинга акватории озера Байкал с целью выявления требований к создаваемой информационной системе.

1. Научно обоснованный анализ надежности и функциональности используемых программных и аппаратных средств, модернизация существующих и внедрение дополнительных компонентов с целью организации судовой географической информационной системы.
2. Использование открытых источников информации для получения необходимых пространственных данных (навигационные объекты, батиметрия). Создание картографических материалов, предназначенных для обеспечения судовождения и публикации результатов исследований.
3. Мониторинг оз. Байкал с использованием созданной ГИС: сбор, анализ и публикация данных. Выводы о практической применимости системы и эффективности ее работы. Доработка средств и методов мониторинга с учетом полученной информации.
4. Получение новой информации о фоновых концентрациях химических элементов в озере Байкал. Разработка на их основе подходящих для ведения мониторинга классов атрибутов ГИС.
5. Формирование итоговых материалов установленного образца, характеризующих современное состояние водной среды озера. Разработка прогнозов и рекомендаций для ответственных органов государственной власти.

В результате работы создана распределенная геоинформационная система, состоящая из судовой и стационарной частей. Судовая ГИС обеспечивает получение, хранение и экспресс-обработку данных мониторинга, стационарная служит для конечной обработки данных исследований и представления результатов мониторинга в требуемом виде. Использование современных открытых геоинформационных технологий позволило существенно автоматизировать выполнение таких типичных задач мониторинга, как обнаружение и прогноз негативных тенденций в природной среде, доказательство ее чистоты и ненарушенности, также демонстрация стабильности (неухудшения) нарушенного состояния. Система позволила значительно повысить оперативность мониторинга и качество итоговых материалов. В ходе работ были сформированы наборы пространственных данных и электронные карты, служащие для представления результатов мониторинга, а также для обеспечения навигации судна. Являющаяся частью судовой ГИС электронно-картографическая система создана на основе свободных технологий, при этом соответствует требованиям к ЭКС класса «А» и может быть использована на других судах [4].

С использованием новой геоинформационной системы получены данные о химическом составе и особенностях водной среды прибрежных участков акватории озера Байкал. Информация о гидрохимических характеристиках поверхностного слоя вод позволяет уточнить фоновые концентрации и особенности распределения нормируемых химических элементов. Полученные актуальные значения использовались при разработке классов качества вод для картограмм распределения, что позволило наилучшим образом визуализировать возможные аномалии в природной среде. Свободное ГИС-ПО и открытые стандарты, на которых основана геоинформационная система, позволяют легко интегрировать данные мониторинга водной среды в перспективную информационную систему контроля экосостояния всей Прибайкальской природной территории.

Созданная геоинформационная система обеспечивает быстрое получение результатов исследований в установленном виде. За 2009-2011 годы собрана база данных, содержащая более двух миллионов пространственно привязанных точек пробоотбора. Полученные при помощи созданных методов и средств обработки данных материалы, позволяют сделать вывод о по-прежнему высоком качестве Байкальской воды и о том, что водная среда озера в целом находится в неизмененном состоянии. При этом отмечены участки с явными свидетельствами значительного антропогенного влияния на экосистему озера, установлены источники этих воздействий. Для эффективного экологического контроля проблемных районов необходимо дальнейшее ведение мониторинга гидрохимических параметров среды по всей акватории озера. Некоторые из выявленных угрозы экосостоянию (подсланевые и хозбытовые воды, специфические отходы целлюлозно-бумажной промышленности) требуют расширения приборной базы судового измерительного комплекса, либо применения научно-обоснованного аппарата моделирования химического состава поверхностного слоя вод на основе имеющегося набора параметров.

Некоторые из использованных при создании геоинформационной системы решений могут быть использованы в составе систем, обеспечивающих контроль экологического состояния других водных объектов Российской Федерации.

1. О.М. Кожова, А.М. Бейм. Экологический мониторинг Байкала. М.: Экология, 1993.
2. Г.И. Галазий. Байкал в вопросах и ответах. И.: Восточно-Сибирское книжное издательство, 1989.

3. М.А. Грачёв. «О современном состоянии экологической системы озера Байкал». Лимнологический институт СО РАН, 2001.
4. А.В. Паршин, В.А. Мельников, О.И. Демина, Е.А. Руш. ГИС как судовая электронно-картографическая система // Вестник ИрГТУ, №1 (60), 2012. С. 40-46

ТИПОМОРФНЫЕ АССОЦИАЦИИ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ В ПЛАТИНОНОСНЫХ МАРГАНЦЕВОСИЛИКАТНЫХ ПОРОДАХ ТРИАСОВОЙ КРЕМНЕВОЙ ФОРМАЦИИ СИХОТЭ-АЛИНЯ

Е.В. Перевозникова
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия, elenavalper@yandex.ru

Марганцевосиликатные породы образовались в результате контактового метаморфизма кремнисто-родохрозитовых пород, которые, в свою очередь, являются продуктами диагенеза восстановительного типа богатых Mn биогенных кремнистых илов. Они имеют региональное распространение в южной части Сихотэ-Алиня. Их выходы изучены в Малиновском (Горная площадь), Ольгинском (Широкопаднинская и Мокрушинская площади) и Дальнегорском (Садовая площадь) рудных районах. Линзообразные и пластовые тела марганцевосиликатных пород залегают в яшмах триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня или фациально замещают яшмовые горизонты [4]. Марганцевосиликатные породы обычно имеют микрокристаллическое строение и розовую, коричневую, желтую или светло-серую окраску в зависимости от их минерального состава. Для них характерны массивная, полосчатая, волнисто-полосчатая и пятнистая текстуры, обусловленные, главным образом, химической неоднородностью исходных отложений. Для марганцевосиликатных пород характерно высокое содержание Ag, Au и элементов платиновой группы.

Марганцевосиликатные породы сложены преимущественно пироксеноидами, к которым относятся родонит, пироксмангит и бустамит, а также кварцем и спессартином. Кроме того, встречаются тефроит, манганактинолит, марганцовистые амфиболы куммингтонит-грюнеритового изоморфного ряда, манганпиросмалит, пирофанит, манганаксинит, пироксен иоганнсенит-диопсид-геденбергитовой серии, полевые шпаты и флогопит[1-4].

Среди рудных минералов широко распространены галенит, сфалерит, вольфрамит, шеелит, молибденит, касситерит, станнин и сульфиды Fe. Обычными являются минералы Ni, Co, As, Sb, Bi, Te, редкоземельных, благородных и многих других элементов. Наряду с распространенными в природе присутствуют неназванные или редкие соединения. Рудные минералы образуют рассеянные микровключения в породообразующих минералах марганцевосиликатных пород без признаков реакционного взаимодействия и кристаллизовались в тех же условиях, что и минералы-хозяева. В качестве типоморфных рассматриваются редкоземельная минерализация, торий-урановая и кобальт-никелевая, свойственные марганцевосиликатным породам всех изученных площадей.

Редкоземельная минерализация представлена монацитом, ортитом, соединением $CeZrO_4$, оксидом $(La,Ce,\ldots)_2O_3$, гидроксидом $(Ce,La,\ldots)O(OH,F)$ и гидроксилбастнезитом. Редкоземельные элементы присутствуют в апатите, уранините и торианите. Для пород Широкопаднинской площади (Ольгинский район) характерным минералом является ортит. Монацит встречается гораздо реже. В породах Мокрушинской (Ольгинский район) и Горной (Малиновский район) площадей, напротив, распространен монацит. Разная степень распространения этих минералов в породах разных площадей обусловлена вариациями состава металлоносных осадков. Более высокое содержание Ca в исходных осадках Широкопаднинской площади обеспечивало устойчивость ортита и способствовало связыванию P в апатите. Последнее обстоятельство неблагоприятно для образования монацита. На Садовой площади ортит и монацит не обнаружены – здесь встречаются оксид и гидроксид редкоземельных элементов, бастнезит и соединение $CeZrO_4$. В анализах минералов всех изученных площадей из редкоземельных элементов обычно отмечаются только La, Ce и Nd, образующие относительно высокие концентрации. В монаците иногда фиксируется немного Sm, а в ортите, оксиде и гидроксиде – Pr. Содержание остальных редкоземельных элементов и Y ниже уровня чувствительности рентгеноспектрального микроанализатора. Характерной изоморфной примесью в монаците является Th.

Торий-урановая минерализация в марганцевосиликатных породах всех изученных площадей присутствует в виде минерала уранинит-торианитового изоморфного ряда. С другой стороны, породы разных площадей различаются по составу этого минерала, который изменяется от состава "чистого" уранинита, до состава обогащенного U торианита. Для пород Широкопаднинской и Мокрушинской площадей характерен существенно ториевый тип этой минерализации. На Широкопаднинской площади распространен U-содержащий торианит и, в меньшей мере, богатый Th уранинит. Иногда в торианите присутствует немного Zr, Ce и Nd. В породах Мокрушинской площади установлен бедный U торианит. Для пород Садовой и Горной площадей характерен существенно урановый тип. На Садовой площади распространен уранинит, не содержащий Th или бедный этим элементом. Иногда в нем отмечается немного Ce или Zn. В породах Горной площади преобладает не содержащий Th уранинит, иногда богатый Zr. Разная роль Th и U в составе Th-U минерализации согласуется с их валовым содержанием в породах разных площадей [5] и связана с особенностями состава глинистой части исходных осадков. Широкое распространение полевых шпатов и мусковита в породах Горной и Садовой площадей свидетельствует об обогащении первичных отложений слюдами, являющимися концентраторами U. В породах Широкопаднинской и Мокрушинской площадей минералы K и Na, за исключением единичных находок богатого Ba флогопита, не встречаются.

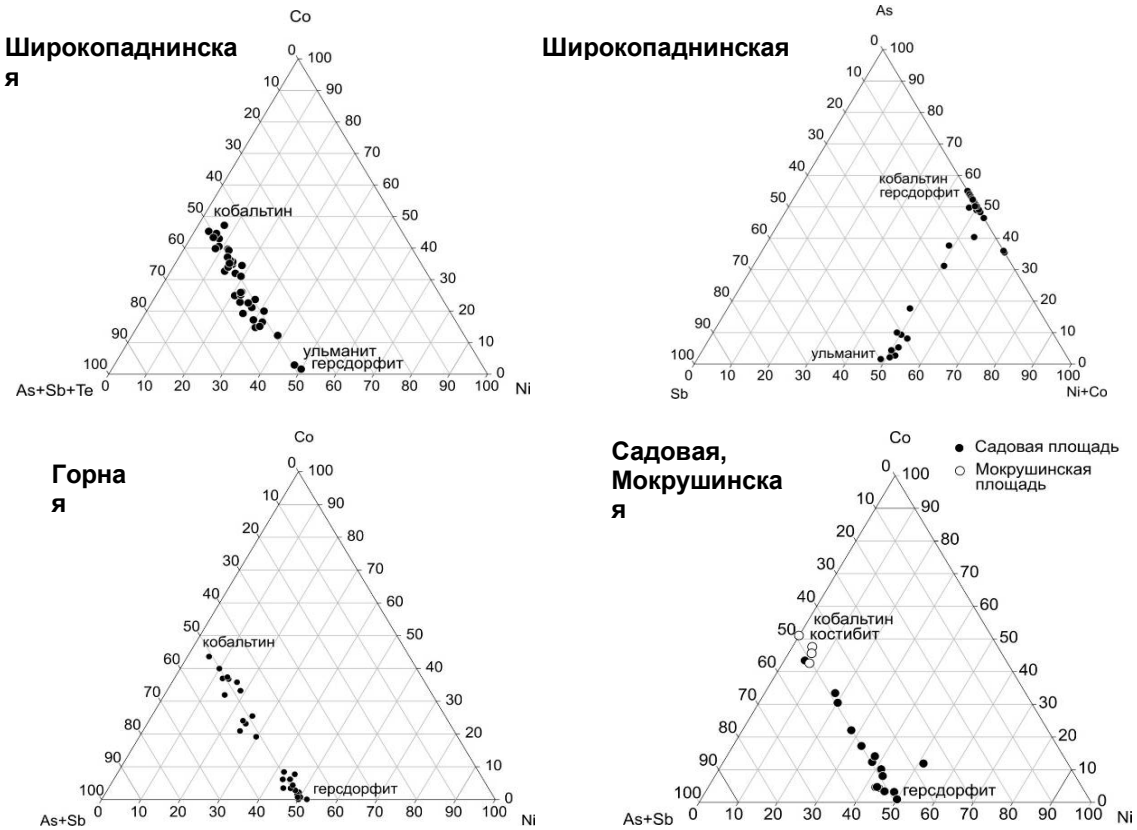


Рис. 1. Особенности состава минералов с общей формулой (Ni,Co)(As,Sb,Te)S из марганцевосиликатных пород Широкопаднинской, Горной, Садовой и Мокрушинской площадей.

Кобальт-никелевая минерализация представлена многочисленными соединениями Co и Ni с S, As, Sb, Bi и Te. Наиболее типичен минерал кобальтин-герсдорфитового ряда, присутствующий в породах всех изученных площадей. Его состав колеблется от состава "чистого" герсдорфита до состава "чистого" кобальтина. Характерной примесью является Sb. На Широкопаднинской площади распространены в основном богатые Co разновидности (рис. 1).

Богатые герсдорфитовым миналом (более 65 мол. %) члены ряда редки. Особенностью этой площади является высокое содержание Sb в минерале кобальтин-герсдорфитового ряда и присутствие богатого As ульманита. На Мокрушинской площади, в отличие от Широкопаднинской, Горной и Садовой, распространены наиболее богатые Co члены кобальтин-герсдорфитового ряда, ассоциирующие с сурьмянистым аналогом кобальтина – костибитом. В марганцевосиликатных породах Горной площади со-

вместно с минералом кобальтин-герсдорфитового ряда, паркеритом и его мышьяковым аналогом встречаются минералы группы гаухекорнита – гаухекорнит, тучекит и их существенно мышьяковый аналог (рис. 2). Преобладает тучекит (см. рис. 2).

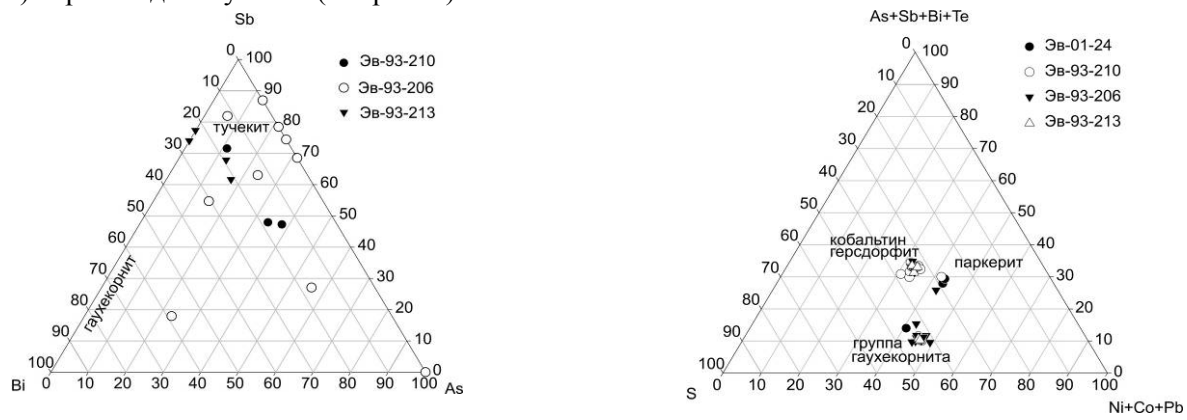


Рис. 2. Особенности состава минералов группы гаухекорнита из пород Горной площади

Особенностью паркерита является присутствие примеси Sb или (редко) Te. Наряду с паркеритом изредка встречается его мышьяковый аналог, содержащий примесь Pb. В марганцевосиликатных породах присутствует обширная группа сульфидов, арсенидов и антимонидов Ni и Co. Породы Горной площади отличаются распространением миллерита, зачастую содержащего As, и присутствием сульфида Ni необычного состава Ni_4S_3, иногда очень богатого As и Sb. Никелин и брейтгауптит встречаются относительно редко и, как правило, обогащены S. Никелин содержит переменное количество Sb, а брейтгауптит – As. Все упомянутые минералы, в отличие от одноименных минералов Широкопаднинской площади, обогащены Co. В породах Горной площади встречаются, кроме того, богатые Ni арсениды - орселит и Ni_4As_3. Последний минерал, очевидно, является природным аналогом известного искусственного соединения такого же состава. Оба арсенида содержат немного Sb. В породах Мокрушинской и Садовой площадей рассматриваемая группа минералов представлена богатыми или обогащенными Co сульфидами – необычной разновидностью миллерита, в которой Co преобладает над Ni, а также зигенитом, полидимитом и пентландитом, соответственно. Преобладание сульфидов над арсенидами и обогащенность их Co сближает породы Мокрушинской и Садовой площадей с породами Горной площади.

Марганцевосиликатные породы Широкопаднинской площади отличаются преобладанием арсенидов и антимонидов Ni над его сульфидами и отсутствием или низким содержанием Co в этих минералах. В этих породах распространены никелин, брейтгауптит и промежуточные члены никелин-брейтгауптитового ряда. Эти минералы, в отличие от аналогичных фаз Горной площади, не содержат S (за редким исключением). Особенностью пород Широкопаднинской площади является присутствие теллуридов Ni – имгрэита и соединений состава Ni_3Te_4 и Ni_2Te_3 (рис. 3), обогащенных As и, особенно, Sb.

Марганцевосиликатные и кремнисто-родохрозитовые породы изначально являлись продуктами размыва в триасовое время апоофиолитовой латеритной коры выветривания островов, разбавленными биогенным кремнеземом и органическим веществом [6]. С этой особенностью генезиса связано обогащение этих пород Mn, Au, Pt, Pd, Ni, Co и др. металлами и присутствие типоморфных ассоциаций рудных минералов.

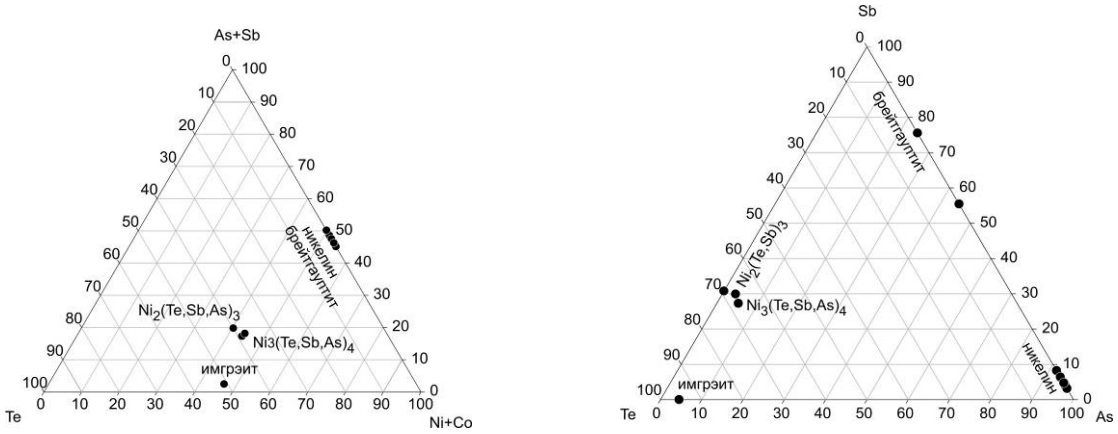


Рис. 3. Особенности состава теллуридов Ni Широкопаднинской площади

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН (№ 12-III-B-08-163).

1. Казаченко В.Т. Петрология и минералогия гидротермальных марганцевых пород Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2002. 250с.
2. Казаченко В.Т., Мирошниченко Н.В., Перевозникова Е.В., Карабцов А.А. Сихотэ-Алинь как возможная провинция гидротермально-осадочных месторождений золота, серебра, платиноидов, олова, цинка, свинца и вольфрама // ДАН, Т. 410, № 1, 2006. С. 75-82.
3. Казаченко В.Т., Мирошниченко Н.В., Перевозникова Е.В., Карабцов А.А. Приморье – новый перспективный регион России с золото-палладий-платиновым оруденением нетрадиционного типа // ДАН, Т. 425, № 5, 2009. С. 651-655.
4. Казаченко В.Т., Сапин В.И. Марганцевая минерализация в рудных месторождениях Востока СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. 196 с.
5. Мирошниченко Н.В., Перевозникова Е.В. Геохимические особенности платиноносных марганцевых пород южной части Сихотэ-Алиня // Тезисы доклада на Всероссийской конференции «Чтения, посвященные памяти академика К.В. Симакова», Магадан, 2007. С. 97-98
6. Казаченко В.Т., Перевозникова Е.В., Лаврик С.Н., Скосарева Н.В. Роль офиолитов в металлогении Сихотэ-Алиня. Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит // Материалы Всероссийской конференции с международным участием, Владивосток, 2011. С 362-366.

ВОЗРАСТ АЛЬБИТОВЫХ ГРАНИТОВ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

М.О. Рампилов, Г.С. Рипп
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, mrampilov@mail.ru

На территории Западного Забайкалья широко распространены известково-щелочные граниты и сиенит-гранитные серии повышенной щелочности общей площадью более 200 тыс. км^2. Подавляющая часть объема гранитоидов образовалась в позднем палеозое в период от 330 до 275 млн. лет [6]. На данной территории распространены также альбитовые граниты с повышенным содержанием Nb, Zr, Hf, Y и РЗЭ. Относительно известково-щелочных гранитов, среди которых они находятся, в них выше кремнекислотность, содержание щелочей (9-10 масс.% $Na_2O + K_2O$) и ниже – магния, кальция, окисного и закисного железа. Нами проведено изучение альбитовых гранитов участков Оймурский, Безымянский и Ирбо. Гранит-порфиры Оймурского штока рассматриваются как альбититы (апогранты) [4]. Лейкограниты Безымянского массива также считалсь альбитизированными породами [3, 4], позднее они были отнесены к редкометальному Li-F типу [1, 5]. Граниты участка Ирбо содержащие щелочные пироксен и амфибол практически нацело сложены мелкозернистым альбитом и подверглись эпидотизации, сульфидизации.

По данным геолого-съемочных работ возраст Безымянского и Оймурского массивов считался мезозойским, а породы участка Ирбо связывались с Ангаро-Витимским батолитом позднепалеозойского возраста. Возрастные датировки [1, 3] по гранитам Безымянского массива свидетельствуют с одной стороны о юрском (K-Ar), с другой о пермском (Rb-Sr) [5] возрасте формирования.

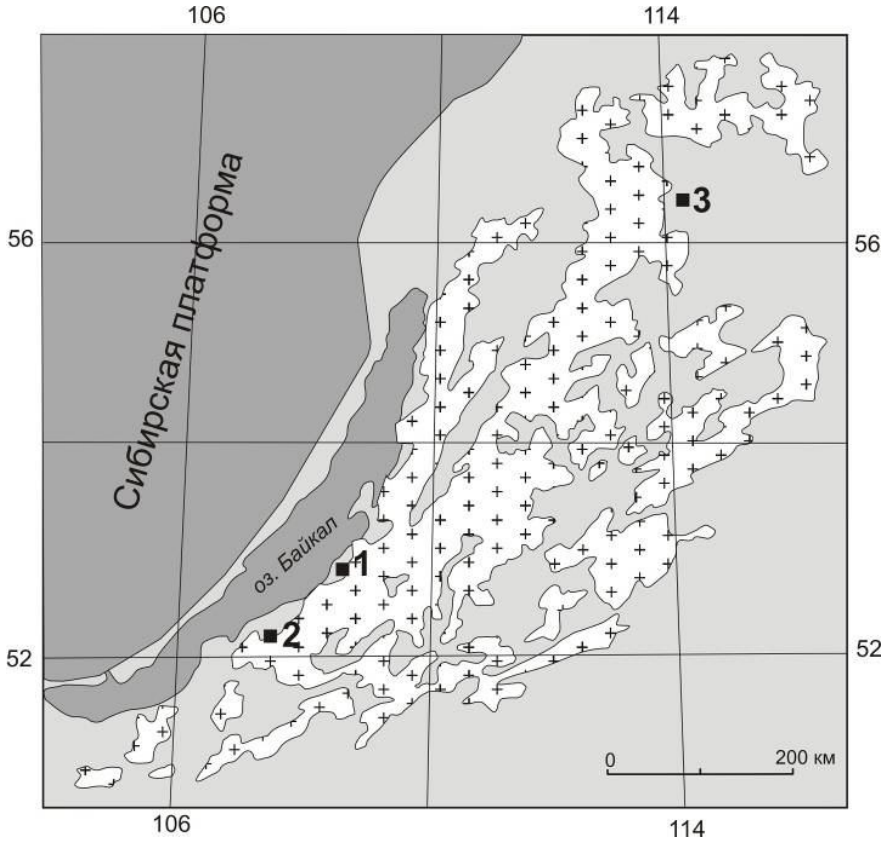


Рис. 1. Схема расположения гранитоидов Западного Забайкалья и участков отбора проб. 1 – Безымянский массив (Без-1); 2 – Оймурский шток (Ои-7/11); 3 – участок Ирбо (16-03).

Нами проведены U-Pb геохронологическое изучение всех трех участков. Для датирования были отобраны пробы циркона. На рисунке 1 показаны участки отбора проб.

Безымянский массив вытянут в северо-западном направлении на 6 км. Максимальная ширина интрузии составляет около 3 км, и резко сужается (до 0,5 км) на водоразделе. Он прорывает раннедокембрийские мраморы с маломощными прослоями кварцитов и биотит-амфиболовых гнейсов. Петрографическая и петрохимическая характеристика пород приведена в работах [1, 3, 4, 5]. Большая часть массива сложена среднезернистыми микроклин-альбитовыми породами. На контактах они более мелкозернистые, имеют иногда гнейсовидный облик. В гранитах среди идиоморфных вкрапленников микроклина и плагиоклаза присутствуют округлые зерна кварца. Аллотриоморфный более мелкозернистый агрегат в интерстициях сложен лейстовидным альбитом, микроклином, кварцем и слюдой. Среди второстепенных и акцессорных отмечены магнетит, биотит, лепидолит, мусковит, спессартин, касситерит, рутил, ильменит, алланит, монацит, колумбит, пирохлор, циркон, фергусонит, самарскит.

Циркон встречается в виде редких мелких (200-300 мкм по длинной оси) зональных длиннопризматических кристаллов с дипирамидальным окончанием и зерен неправильной формы. В центральной части зерен часто присутствуют включения торита. Особенностью минерала является повышенное содержание гафния (до 11 масс.%) и постоянное присутствие урана (до 6 масс.%).

В катодолюминесцентном изображении большая часть зерен имеет хорошо выраженную магматическую кристаллизационную зональность. Однако встречаются и тонкие светлые вторичные каймы обрастания или перекристаллизации. Содержание U в цирконах варьирует от 17 до 272, Th от 19 до 563 г/т, Th/U = 0,78-2,14 (табл. 1), что характерно для цирконов магматического генезиса. Примечательно, что содержание U и Th в кристаллах с признаками магматического происхождения (морфологические и геохимические особенности, внутреннее строение) и каймах обрастания (перекристаллизации) практически не изменяется. Всего выполнено 8 анализов в 6 зернах.

Аналитически значимых различий в возрасте различных кристаллических доменов (магматического происхождения и кайм) выявлено не было. На графике с конкордией результаты по 6 точкам образуют изотопные анализы с конкордантными (ненарушенными) значениями возраста 291,7±3,7 млн. лет (рис. 2). Гетерогенность внутреннего строения цирконов, а также их химического состава может быть связана с частичным метасоматическим изменением минерала.

Оймурский массив залегает среди гранитоидов, отнесенных к баргузинскому комплексу и приурочен к пересечению тектонических нарушений двух направлений. В плане он слабо вытянут с севера на юг, площадь его равна 0,3 км^2. Массив сложен альбитовыми гранит-порфирами. Это мелко- и среднезернистые белые, светло-серые и рыжевато-бурые породы с вкрапленниками кварца и разнообразными структурами замещения. Породы специализированы на ниобий, который концентрируется главным образом в колумбите и в меньшей степени в ильменорутиле.

Циркон представлен прозрачными кристаллами розоватого цвета дипирамидального облика с неразвитыми гранями призмы размером ~200 мкм. Изучение под электронным микроскопом показали, что кристаллы циркона нарушены и сцементированы мелкозернистым альбитом. В нем постоянно присутствуют мелкие включения торита. Особенностью его является незначительная концентрация HfO_2 до 3 масс.%, зональности не наблюдается.

Катодолюминесцентное изображение зерен минерала показывает на метасоматический генезис. Они содержат 24-348 г/т U и 61-573 г/т Th (Th/U = 0,95-5,75) (табл. 2), что находит свое выражение в ярком катодолюминесцентном свечении. Всего проанализировано 10 точек в 10 зернах. Результаты имеют конкордатные значения и выделяются в кластер с возрастом 294,5±6,8 млн. лет (рис. 2). Морфологические особенности циркона указывают на его метасоматическое происхождение, поэтому полученное значение может быть принято в качестве оценки возраста альбитизации массива.

Всего было выполнено 10 анализов в 6 зернах. Полученные результаты дают конкордатные значения возраста 622,3±7,1млн. лет (рис. 2). Принимая во внимание, что морфологические особенности циркона свидетельствуют о его метасоматическом происхождении, есть все основания полагать, что это значение возраста отвечает времени альбитизации гранитов.

Таблица 1.

Результаты U-Pb исследований цирконов из Li-F гранитов Безымянского массива.

№ точки	$^{206}Pb_c$, %	U, г/т	Th, г/т	$^{232}Th/^{238}U$	$^{206}Pb^*$, г/т	$^{206}Pb/^{238}U$ возраст	D, %	Корр. ошибок
Без-1_1.1	0,00	139	208	1,54	5.63	296.9±4.5	20	0,329
Без-1_2.1	0,00	155	220	1,46	6.24	295.3±4.4	12	0,332
Без-1_3.1	2,36	57	63	1,15	1.9	241.3±7.3	230	0,154
Без-1_4.1	0,00	272	563	2,14	10.8	290.5±3.6	-15	0,265
Без-1_5.1	0,00	92	107	1,20	3.66	292.3±5.2	15	0,354
Без-1_5.2	0,00	53	40	0,78	2.14	295.8±6.7	57	0,308
Без-1_6.1	0,00	249	349	1,45	9.62	283±4.3	-20	0,276
Без-1_6.2	8,46	17	19	1,15	0.841	325±27	678	0,263

Примечание. Здесь и далее погрешности указаны на уровне 1σ; Pb_c Pb* – доли обыкновенного и радиогенного свинца, D – дискордантность.

Таблица 2.

Результаты U-Pb исследований цирконов из гранит-порфиров Оймурского штока.

№ точки	$^{206}Pb_c$, %	U, г/т	Th, г/т	$^{232}Th/^{238}U$	$^{206}Pb^*$, г/т	$^{206}Pb/^{238}U$ возраст	D, %	Корр. ошибок
Ои-7/11_1.1	2,18	24	61	2,65	0.94	281.6±7.9	95	0,143
Ои-7/11_2.1	2,32	67	122	1,87	2.98	316±12	-223	0,125
Ои-7/11_3.1	0,88	54	99	1,91	2.07	281.9±6.2	-49	0,220
Ои-7/11_4.1	0,34	348	319	0,95	12.5	262.7±4.3	-5	0,349
Ои-7/11_5.1	0,40	95	323	3,51	3.84	295±5.6	-17	0,340
Ои-7/11_6.1	0,38	55	254	4,74	2.08	275±5.6	16	0,260
Ои-7/11_7.1	3,30	63	201	3,33	2.6	295±7.1	5	0,103
Ои-7/11_8.1	1,11	71	178	2,59	2.93	300±5.9	-57	0,170
Ои-7/11_9.1	0,17	204	455	2,30	8.47	303.5±5.2	-23	0,425
Ои-7/11_10.1	0,55	103	573	5,75	4.44	313.9±5.9	-39	0,195

Рудопроявление Ирбо расположено в пределах Байкало-Муйского пояса рифейской островодужной области в южном обрамлении Сибирского кратона. Оно представлено несколькими участками (Озёрное-1, Озёрное-2, Водораздельное, Большое), приуроченными к линейно-вытянутой в северо-западном направлении зоны, которая трассируется радиоактивной аномалией. Изученные участки имеют близкое геологическое строение, единый тип метасоматоза и рудную специализацию. Вмещающими породами альбитовых гранитов являются габброиды и вулканогенные образования основного состава, метаморфизованные в зеленосланцевой фации [2]. Главными минералами пород являются альбит, калиевый полевой шпат и кварц. В числе второстепенных и редковстречающихся отмечаются биотит, амфибол (рибекит), пироксен (эгирин-диопсид), эпидот, апатит, флюорит и мусковит. На всех участках присутствует убогая вкрапленность мелких зёрен, редко небольшимие агрегатные скопления циркона, алланита, фергусонита, пирохлора, монацита, титанита, магнетита, ильменита, торита, чевкинита, сульфидов.

Циркон слагает хорошо образованные кристаллы, среди которых чаще встречаются дипирамидальные формы со слабо развитыми гранями призмы. В минерале отчётливо проявлена зональность (изображение в обратно-рассеянных электронах), обусловленная вариацией содержаний гафния. К краям зёрен циркона содержание HfO_2 повышается от 1 до 2,6, иногда до 6 масс.%. Минерал содержит эмульсионные выделения таленита, иттриалита, иттрообритолита, ксенотима и торита. Включения приурочены в основном к центральной части зерен циркона и отсутствуют на их периферии. В катодолюминесцентном изображении зерна циркона не имеют магматической зональности и выглядят как метасоматические образования. Концентрация урана варьирует от 28 до 2964 г/т, тория – от 25 до 4285 г/т, со средними Th/U отношениями равными 3 (табл. 3).

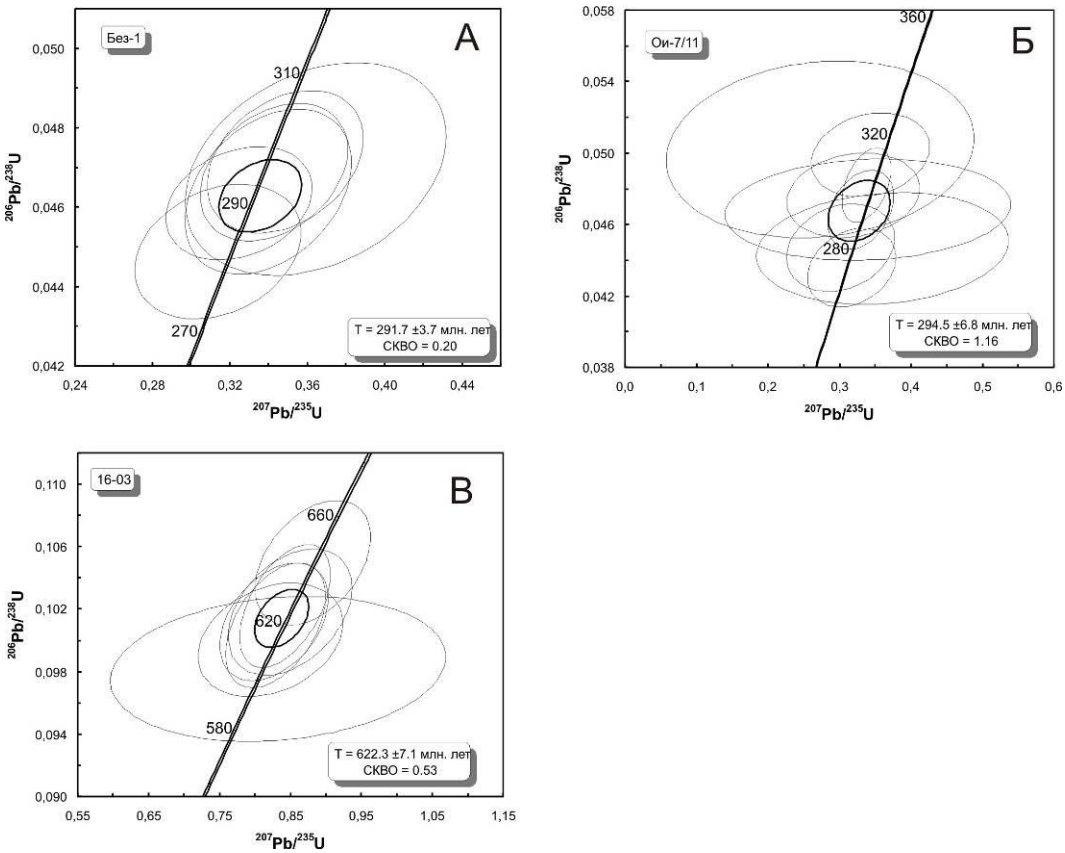


Рис. 2. Диаграммы с конкордией. А – Li-F граниты Безымянского массива; Б – гранит-порфиры Оймурского штока; В – альбитовые граниты участка Ирбо.

]Таблица 3.

Результаты U-Pb исследований цирконов из альбитовых гранитов участка Ирбо.

№ точки	$^{206}Pb_c$, %	U, г/т	Th, г/т	$^{232}Th/^{238}U$	$^{206}Pb^*$, г/т	$^{206}Pb/^{238}U$ возраст	D, %	Корр. ошибок
16-03_1.1	2,02	28	25	0,90	2.3	570±15	-10	0,136
16-03_2.1	0,75	465	1175	2,61	40.7	621.3± 9	-7	0,402
16-03_3.1	1,81	931	4285	4,75	81.6	614.6±8.7	-4	0,292
16-03_4.1	0,27	347	196	0,58	30.6	627.3±9.4	-5	0,509
16-03_4.2	0,59	288	139	0,50	25.4	625±9.6	0	0,387
16-03_4.3	0,28	288	125	0,45	25	620±9.5	-5	0,465
16-03_5.1	0,66	410	2735	6,89	37.2	643.4±9.5	-1	0,414
16-03_5.2	3,90	232	2428	10,82	20.4	604±11	9	0,166
16-03_6.1	0,38	1980	2888	1,51	186	665.4±9.2	-3	0,708
16-03_6.2	0,35	2964	2857	1,00	275	658.8±9	0	0,798

Полученные результаты U-Pb изучения альбитовых гранитов свидетельствуют о наличии двух этапов их образования – позднепалеозойском (Безымянский и Оймурский) и вендском (Ирбо). При этом первые селективно обогащены легкими РЗЭ, а также Nb, который входит в состав колумбита и ильменорутила. Граниты участка Ирбо обогащены РЗЭ иттриевой группы, а Nb сконцентрирован преимущественно в пирохлоре.

1. Антипин В.С., Горегляд А.В., Савина Е.А., Митичкин М.А. Эволюция литий-фтористых гранитов с образованием редкометальных слюдяных шлиров // Геология и геофизика, 1997, Т. 38, № 7. С. 1216-1227.
2. Божко Н.А., Талицкий В.Г., Кирмасов А.Б., Клочко А.А., Парфенова О.В., Королек Т.Л. Структурно-метаморфические критерии расчленения позднедокембрийских толщ (на примере Келяно-Иракиндинской зоны Байкало-Муйского пояса) // Вестн. МГУ, Сер. 4, Геология, 1999, № 4. С. 14-25.
3. Гусев Ю.П., Давыдов В.И., Дворкин-Самарский В.А., Каперская Ю.Н. Безымянский массив альбитизированных гранитов серди архея Восточного Прибайкалья // Минералого-петрографические очерки Забайкалья. Улан-Удэ, БКНИИ, 1968. С. 41-47.
4. Дворкин-Самарский В.А., Каперская Ю.Н., Козулина И.М. Геохимические особенности альбитизированных гранитов массивов Оймур и Безымянка в Прибайкалье // Минералого-геохимические очерки Забайкалья, Улан-Удэ, 1971. С. 138-141.
5. Коваленко В.И, Костицин Ю.А., Ярмолюк В.В., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Антипин В.С. Источники магм и изотопная эволюция редкометальных Li-F гранитоидов // Петрология, 1999, Т. 7, № 4. С. 401-429.
6. Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейхов М.К., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепёхина Е.Н., Сергеев С.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования // Геология и геофизика, 2010, Т. 51, № 9. С. 1249-1276.

МИНЕРАЛОГИЯ АЛЬБИТОВЫХ ГРАНИТОВ ОЙМУРСКОГО ШТОКА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

М.О. Рампилов, Г.С. Рипп

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

Оймурское проявление тантало-ниобатов находится в 17 км к юго-востоку от с. Оймур, в верховье руч. Сырая Молька на высоте с отметкой 939,0 м. Оно выявлено при наземной проверке аэрорадиоактивной аномалии в 1964 г. В последующие годы на проявлении проводились поисково-ревизионные работы, при которых установлено, что тантал-ниобиевая минерализация связана со штоком лейкократовых альбитизированных гранит-порфиров, залегающих среди биотитовых гранодиоритов баргузинского комплекса. В плане шток гранит-порфиров имеет несколько вытянутую в меридиональном направлении форму, площадью около 0,3 км^2. Он приурочен к участку пересеченная разрывных нарушений северо-восточного и субмеридионального направлений. Гранит-порфиры – это мелко- и среднезернистые белые, розовато-белые, светло-серые, участками бурые породы преимущественно порфировидной тексту-

ры. Главными минералами являются альбит, калишпат и кварц. Кроме альбитизации в них часто наблюдаются окварцевание, серицитизация, каолинизация, а также грейзенизация и замещение пород сложными окислами железа и марганца. Массив сечется сетью кварцевых, кварц-полевошпатовых и полевошпатовых жил. Мощность кварцевых жил от 20 см до 1,5 м, простирание СВ. Кварц-полевошпатовые жилы мощностью не более 30-40 см, имеют зональное строение, обусловленное преобладающей приуроченностью КПШ к зальбандам.

Альбит слагает вытянутые таблички размером 0,1-0,5 мм (обычно 0,2-0,3 мм), встречается в пертитовых вростках. В нем постоянно присутствует до 1 масс.% FeO.

Калишпат представлен изометричными зернами размером от 0,5 до 1,5 мм. Он корродируется кварцем и замещается альбитом. Для минерала характерна тонкая двойниковая решетка и незначительное количество мезопертитов. Как и альбит КПШ содержит ~0,5 масс.% FeO.

Кварц слагает вкрапленники в мелкозернистой матрице породы. Это угловатые и округлые зерна размером от 2 до 5 мм с относительно ровным или слабым волнистым угасанием. Кварц корродирует калишпат. По краям его вкрапленников наблюдаются многочисленные включения резорбированных остатков зерен КПШ. Участками по кварцу развивается альбит, который нередко выполняет трещинки.

Акцессорные минералы в породе представлены колумбитом, цирконом, магнетитом, ильменорутилом, бастнезитом, монацитом, самарскитом, торитом, фергусонитом, ксенотимом.

Основным концентратором ниобия является колумбит. Он в виде одиночных мелких зерен (0,2-04 мм) таблитчатой формы, их срастаний и неправильных агрегатов встречается в ассоциации с цирконом и ильменорутилом в кварц-полевошпатовой матрице. Минерал содержит до 8 масс.% TiO_2, при среднем ~2,2 масс.% (см. табл. 1). Состав его отвечает ферроколумбиту (FeO до 18 масс.%), иногда манганколумбиту (MnO до 17 масс.%).

Таблица 1.

Химический состав колумбита

№ п.п.	SiO_2	TiO_2	FeO	MnO	Sc_2O_3	Nb_2O_5	Ta_2O_5	F	Total
1	-	2,89	14,34	7,36	-	75,69	2,83	-	101,11
2	-	2,67	16,3	4,82	-	76,13	1,36	-	101,27
3	1,22	1,88	5,57	16,11	-	73,99	-	-	98,78
4	1,6	2	16,13	4,64	-	73,56	-	-	97,93
5	0,9	2,1	5,21	17,06	-	76,09	-	-	101,36
6	1,18	1,85	15,54	5,89	-	73,74	-	-	98,2
7	0,92	2,04	15,37	5,07	-	73,94	1,53	-	98,87
8	0,71	2,87	17,1	4,74	-	74,42	1,16	-	100,99
9	1,13	1,97	16,18	4,88	-	75,03	-	-	99,2
10	0,73	2,85	16,18	4,84	-	76,51	-	-	101,11
11	-	1,83	16,85	4,36	-	75,89	2,14	-	101,08
12	-	1,82	4,89	16,09	-	75,92	1,38	1,38	101,47
13	-	8,32	18,28	2,12	-	71,31	-	-	100,03
14	1,07	2,27	17,96	2,74	-	77,68	-	-	101,71
15	-	2,69	16,43	5,31	0,49	74,73	-	-	99,64
16	-	2,79	16,31	4,3	0,51	73,67	1,37	-	98,94
17	0,64	2,29	15,86	5,44	0,44	74,6	-	-	99,27

Примечание: – элемент не обнаружен. Пробы 3, 5, 12 – манганколумбит.

Другим концентратором ниобия является ильменорутил. Он ассоциирует с цирконом и колумбитом, образует кучные выделения в кварц-полевошпатовой матрице, также встречается в виде включений в колумбите (рис. 1). Для минерала характерна зональность, обусловленная вариацией содержания ниобия. Концентрация Nb_2O_5 в ильменорутиле достигает 20 масс.%, в составе примесей присутствуют V_2O_3 (~1 масс.%) и SnO_2 (~1 масс.%).

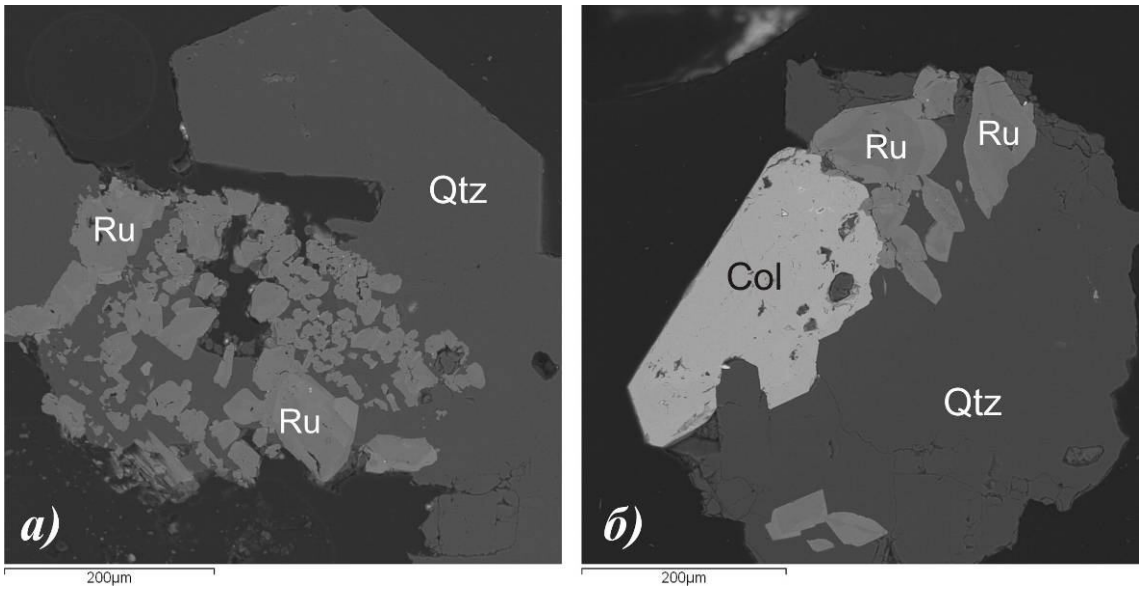


Рис. 1. Характер выделений ильменорутила (Ru): а) рассеянная вкрапленность в кварце (Qtz); б) срастание зональных зерен с колумбитом (Col).

Циркон является наиболее распространенным редкометальным минералом. Он представлен кристаллами розоватого цвета дипирамидального облика со слаборазвитыми гранями призмы размером ~200 мкм. Особенностью минерала являются скелетные кристаллы с многочисленными включениями альбита (рис. 2). В нем присутствует также мелкая вкрапленность торита (< 10 мкм). Содержание HfO_2 ~3 масс.%, зональности не наблюдается. В катодолюминесцентном изображении магматическая зональность также не фиксируется. Содержание U варьирует от 24 до 348 г/т, Th от 61 до 573 г/т (Th/U = 0,95-5,75). U-Pb датирование циркона (SHRIMP-II) дало возраст 294,5±6,8 млн. лет.

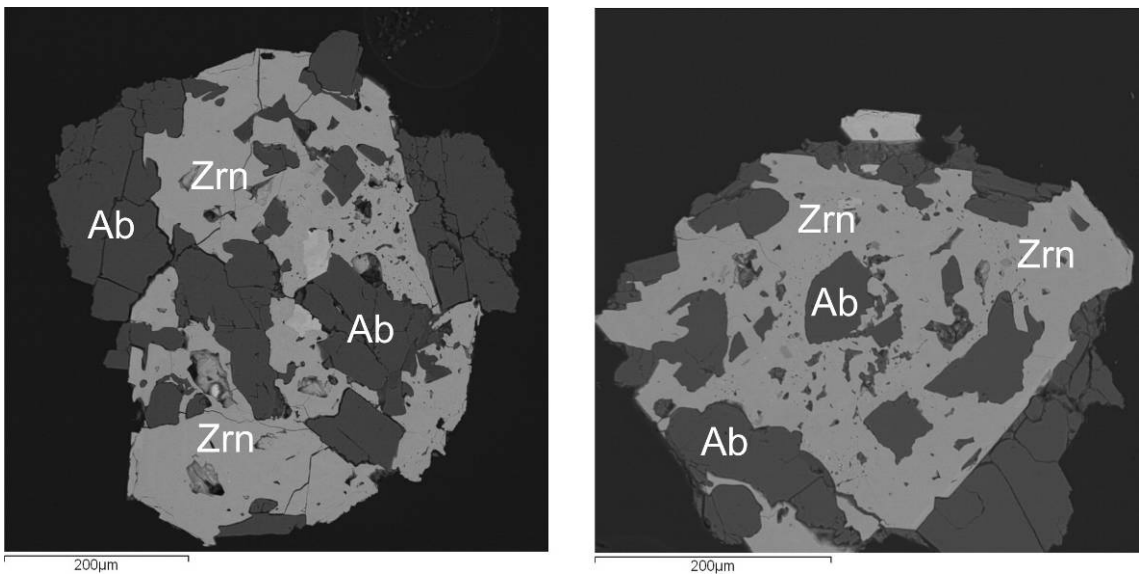


Рис. 2. Характерная форма зерен циркона (Zrn) и включения альбита (Ab) в нем.

Предшественниками [2] в массиве были описаны также метамиктные разновидности циркона, однако нами они обнаружены не были.Самарскит встречается в виде зерен неправильной формы рассеянных в кварц-полевошпатовой матрице и включений в колумбите. Содержание Nb_2O_5 в минерале колеблется от 24 до 50 масс.%. По составу это урановый (до 40 масс.% UO_2) тип. Вокруг зерен его образовались радиоактивные дворики, сопровождавшиеся в аргиллизацией полевых шпатов (рис. 3а). встречается в ассоциации с фергусонитом (рис. 3 б).

Магнетит встречается редко, большая часть его мартитизирована. В отдельных зернах встречаются структуры распада ильменита.

В целом редкометальная минерализация Оймурского штока в целом подобна Безымянскому массиву альбитовых гранитов [3]. В нем ниобий также сконцентрирован преимущественно в колумбите, но в породах Безымянского массива не установлен ильменорутил, который широко распространен в Оймурских гранит-порфирах. Кроме того, Безымянский массив отличается присутствием литиевых слюд [1], а также зонального циркона, характерного для магматических пород.

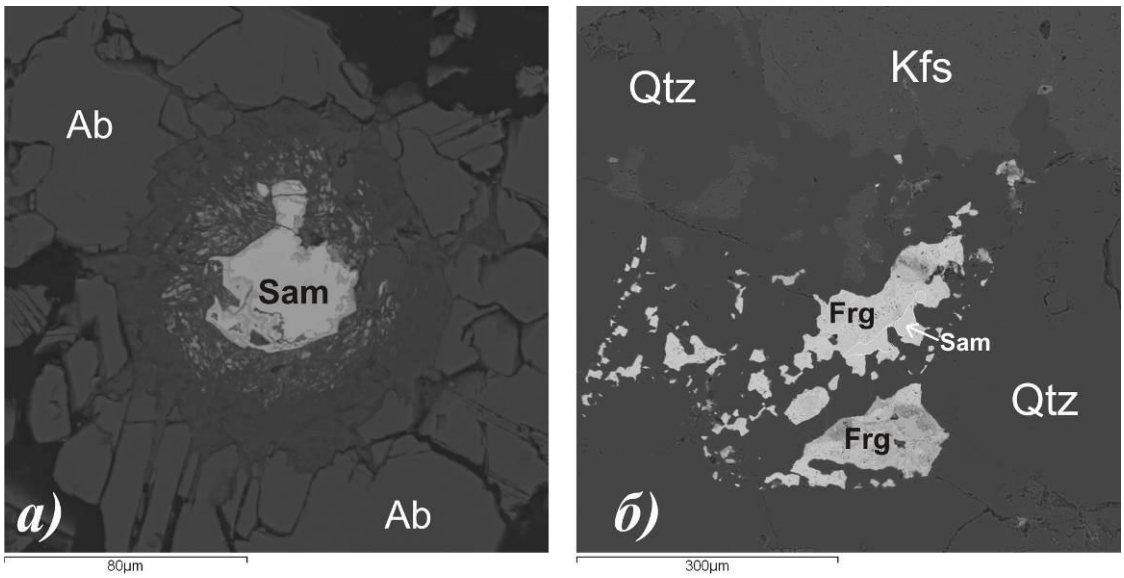


Рис. 3. Форма выделений самарскита (Sam) и фергусонита: а) зерно урансамарскита с радиоактивным двориком в альбите (Ab); б) агрегат фергусонита и самарскита в кварце (Qtz). Kfs – калишпат.

1. Антипин В.С., Горегляд А.В., Савина Е.А., Митичкин М.А. Эволюция литий-фтористых гранитов с образованием редкометальных слюдяных шлиров // Геология и геофизика, 1997, Т. 38, № 7. С. 1216-1227.
2. Дворкин-Самарский В.А., Каперская Ю.Н., Козулина И.М. Геохимические особенности альбитизированных гранитов массивов Оймур и Безымянка в Прибайкалье // Минералого-геохимические очерки Забайкалья, Улан-Удэ, 1971. С. 138-141.
3. Рампилов М.О., Рипп Г.С. Редкометальная минерализация гранитов Безымянского массива (Западное Забайкалья) // Материалы II Всероссийской научно-практической конференции «Минерагения Северо-Восточной Азии». Улан-Удэ: ООО «Издательский дом «ЭКОС», 2011. С. 130-133.

СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ЛАМПРОФИРОВ ГУСИНООЗЕРСКОЙ ДАЙКИ, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

А.В. Самсонов[1], Т.Т. Врублевская[1,2], В.Б. Хубанов[1,2]

[1]*Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ*

[2]*Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, khubanov@mail.ru*

Ряд исследователей считают лампрофиры гибридными образованиями, о чем, в частности, свидетельствует их неоднородность как по структуре и текстуре, так и по составу, что вообще характерно для пород этой группы. Учитывая, что лампрофировые магмы сильно флюидонасыщенны, причиной этих неоднородностей, наряду с процессами гибридизации, могут быть ликвация расплавов, автометасоматические преобразования или иные специфические процессы, осложняющие ход кристаллизации магм. Цель настоящих исследований – выявление структурно-текстурных и минералого-петрографических особенностей лампрофировых пород Гусиноозерской дайки применительно к установлению условий их кристаллизации.

Гусиноозерская дайка располагается в южной части Западного Забайкалья в западном борту одноименной депрессии в 8 км от оз. Гусиное в низовьях пади Муртой. Дайка хорошо выражена в рельефе в виде гребня высотой 10-20 м, который прослеживается почти на 7 км. Простирание дайки северо-восточное, падение на юго-восток по углом 70-80 градусов. Мощность варьирует от 6 до 17 м. На всем протяжение дайка прорывает нижнемеловые полимиктовые конгломераты муртойской свиты. Предшественниками в строении дайки выделено три фазы становления [1]. Нами изучены лампрофиры первой фазы, слагающие большую часть, северную, дайки. На южном окончании она представлена

черными тонкозернистыми массивными породами третьей фазы, с отчетливой столбчатой отдельностью. Вторая фаза, лампрофиры с вкрапленниками амфибола, имеет отграниченное распространение в центральной части тела. По содержанию щелочей и кремнезема лампрофиры соответствуют тефритам и фонотефритам.

Лампрофиры первой фазы представлены среднезернистыми разновидностями с массивной и глобулярной текстурами, в эндоконтакте структура мелкозернистая. В породах первой фазы присутствуют включения темно-серых тонкозернистых пород округлой, вытянутой и причудливой крючковидной формы разных размеров – от микроскопических (1-2 мм) до 3-10 см. Как правило, они порфирового сложения, но есть афировые разности. Вкрапленники – биотит, апатит, редко пироксен, в основной массе – плагиоклаз, щелочные и тройные полевые шпаты. Отличительная особенность – обогащенность основной массы (до 15 об.%) Fe-Ti оксидами.

Разновидности с глобулярной текстурой характеризуются наличием округлых глобул размером от 0.5 до 3 сантиметров, которые не всегда хорошо выражены, наиболее четко просматриваются на выветрелой поверхности. Минеральный состав глобул и матрицы идентичен, за исключением анальцима, который кристаллизуется в глобулах, но между ними наблюдаются петро-структурные различия: микроструктура глобул порфировая с тонкопластинчатыми вкрапленниками биотита, на отдельных участках отмечается оцеллярная структура; в матрице подобные выделения биотита редки, микроструктура основной массы равномернозернистая; глобулы более лейкократовые по сравнению с матрицей.

Изучен состав минералов и определены РТ условия образования следующих разновидностей пород дайки: глобул, матрицы, среднезернистых мезократовых и лейкократовых лампрофиров, мелкозернистых меланократовых включений, полевошпатовых обособлений и прожилков, пород третьей фазы.

Согласно положению фигуративных точек составов тройных полевых шпатов из глобул на диаграмме Ab-An-Or, они кристаллизовались при температурах 800-900°С, тогда как тройные полевые шпаты из мелкозернистых меланократовых включений и пород 3 фаза – 750-800° С. Данные по условиям кристаллизации, полученные с помощью ильменит-магнетитового термометра, свидетельствуют о более высоких температурах образования минералов глобул, матрицы и части мезократовых лампрофиров (900-1000° С) при фугитивности кислорода, соответствующей QFM буферу. Температуры кристаллизации других разновидностей были ниже (800-900° С), фугитивность кислорода выше (НМ буфер). Это подтверждается и нанесением на диаграмму $Fe^{+3} – Fe^{+2} – Mg$ (Wones et al., 1965) точек состава биотитов из пород с глобулярной структурой, которые ложатся в область QFM-NNO буфера, тогда как биотиты других разновидностей лампрофиров кристаллизовались в условиях фугитивности кислорода, отвечающих НМ буферу. Минеральная геотермометрия по пироксенам [2] показала, что клинопироксены кристаллизовались при температурах 1000-1100°С.

Выявленные структурно-текстурные особенности лампрофиров, в частности, глобулярная структура могут быть следствием как магматических, так и метасоматических процессов. Проведенные исследования показали, что появление такой структуры не может быть результатом гидротермально-метасоматических преобразований, так как температуры кристаллизации лампрофиров от 1100 до 800° С, т.е магматические.

Экспериментальные работы по плавлению и кристаллизации флюидонасыщенных щелочных базальтов, обогащенных фосфором [3], позволяют предполагать, что в случае с Гусиноозерской дайкой глобулярные текстуры могут быть производными ликвационных процессов. Хотя в лампрофирах дайки отличие химического состава глобул от матрицы выявлено только по количеству железа и кальция (больше в матрице), по другим элементам значимых различий нет, но отмечается повышенное содержание CO_2 и H_2O в первых и кристаллизация в них анальцима, что свидетельствует о большей флюидонасыщенности расплава, давшего глобулы. Кроме того, по всей вероятности, при внедрении лампрофиров Гусиноозерской дайки имела место декомпрессионная кристаллизация. В результате декомпрессии произошло переохлаждение расплава и пересыщение его компонентами, входящими в состав биотита, что обусловило кристаллизацию тонкопластинчатых скелетных кристаллов.

1. Шадаев М.Г. Условия кристаллизации щелочно-базальтовых магм при формировании Гусиноозерской дайки (Забайкалье). // ЗМВО. 2001. №1.С. 34 – 48.
2. Putirka, K., Ryerson, F. J., and Mikaelian, H. New igneous thermobarometers for mafic and evolved lava compostions, based on clinopyroxene + liquid equilibria, American Mineralogist, 2003, v. 88, p. 1542-1554.
3. Кривенко А.А. и др. Распределение редкоземельных элементов при ликвации базальтового расплава с высоким содержанием фосфора // ДАН, 1984, т. 275, №2.

ИНТРАТЕЛЛУРИЧЕСКИЕ РАСТВОРЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Г.Д. Санжиев, Е.В. Васильева
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, sandorzik@mail.ru

Предпосылками для выдвижения гипотезы об интрателлурических растворах в начале еще прошлого века французским ученым П.Термье послужили процессы гранитообразования. А в стройную концепцию идея оформилась в последние десятилетия прошлого столетия благодаря работам Д.С. Коржинского[3, 4], Ф.А. Летникова [6, 7] Зотова И.А. [1] и других исследователей. В настоящее время гипотеза трансмагматических растворов, по сути, является новым направлением в геологии, изучающим флюидный режим коры и мантии Земли, а также петрологические, геохимические и металлогенические следствия проникновения в земную кору глубинных растворов.

Из-за невозможности прямого наблюдения и изучения флюидных процессов на глубине гипотеза имеет некоторую степень гипотетичности, все же представляет собой логически обоснованное представление о процессах тепло- и массопереноса вещества в верхние горизонты литосферы. Опираясь на известные геологические факты и дистанционные геофизические данные последних лет, а также на знания в области химии, физики данное теоретическое воззрение объясняет происходящие геологические процессы на основе дедуктивных методов и метода аналогий. Правильное представление об условиях кристаллизации тех или иных минералов, о способах их переноса и механизма образования промышленно значимых их скоплений в недрах Земли имеет не только научно- теоретический интерес, но и первостепенное практическое значение.

Только когда мы будем иметь правильное представление о механизме массопереноса полезных компонентов в приповерхностные горизонты доступные для их добычи и о необходимых условиях для их промышленных концентраций, мы получим возможность локализовать площади для постановки геолого-поисковых работ, а также правильно и эффективно организовать их поиск и оценку.

Связь рудообразования с деятельностью интрателлурических растворов только еще начинает сформировываться и здесь, конечно, еще многое неясно. Однако уже сейчас можно подметить ряд особенностей и закономерностей этой деятельности, благоприятствующих рудоотложению из интрателлурических растворов в широком диапазоне различных геологических условий. В частности, интрателлурические растворы могут участвовать и в постмагматическом процессе, переходить эволюционно в постмагматические растворы. Это подметил еще Д. С. Коржинский [5], говоря о том, что «поля эндогенного оруденения связаны не обязательно с крупными интрузиями гранитоидов, но и с крупными разломами, вдоль которых проявляются потоки восходящих растворов. Это трансмагматические потоки, которые первоначально вызывают магматическое замещение, а при угасании потоков и кристаллизации магмы они принимают участие в постмагматических процессах, вместе с остаточными растворами магм». Иначе говоря, с образованием гранитов интрателлурические растворы не исчезают бесследно. Они продолжают двигаться дальше, вступая в регрессивную стадию, постепенно охлаждаясь и тем самым физико-химически ничем не отличаясь от постмагматических растворов, и неизвестно, что еще в общем потоке будет преобладать в каждом отдельном случае [8].

В заключение следует еще раз подчеркнуть, что если, с одной стороны, не должна вызывать сомнения неизбежность рудообразования в связи с интрателлурическими (трансмагматическими) растворами, то с другой — сама эта проблема весьма сложна и, особенно при широкой конвергентности большинства рудных парагенезисов, мы можем сейчас говорить только о постановке ее. Образование рудных месторождений в геологической истории нашей планеты, в частности в период становления и развития земной коры и подкоровой зоны,— процесс не исключительный, а только попутный, дополнительный, сопровождающий различные геологические эндогенные и экзогенные процессы. Здесь и хотелось бы обратить внимание на деятельность интрателлурических потоков, которая, как и прочие, более известные процессы, сопровождается попутным рудообразованием.

При подчинении единой закономерности рудообразование может совершаться весьма разнообразными путями в широком диапазоне эндогенных и экзогенных условий. Теория рудообразования в целом и суждение о генезисе конкретного месторождения в частности предполагают в первую очередь знание трех источников: источника металлов, источника среды (растворов, расплавов и пр.), мобилизующей и переносящей металлы, и источника энергии, вызывающей мобилизацию металлов и циркуля-

цию их переносчика. Все многообразие генетических типов месторождений и обусловлено разнообразием этих источников и их взаимосочетаний. Если раньше, например, все было ясно и просто в представлении о постмагматическом рудообразования, когда все три источника предполагались сосредоточенными вместе в магматическом расплаве (источник металлов – расплав, источник растворов— расплав и источник энергии — тепло, привнесенное этим расплавом), то в настоящее время не вызывает сомнения, что это только частный случай.

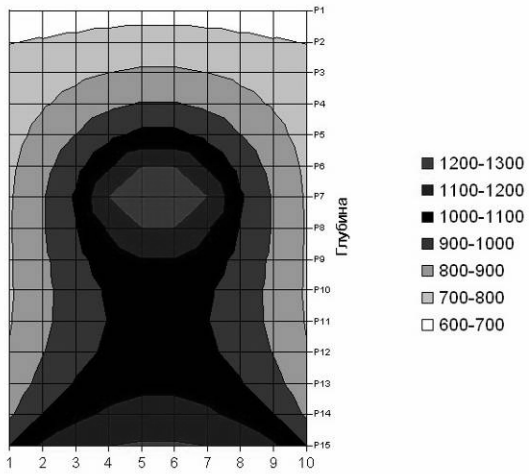


Рис.1. Расчет распределения температур в магматической камере °С

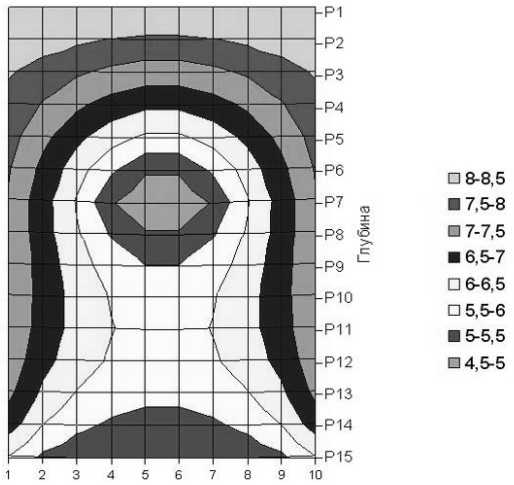


Рис.2. Распределение вязкости, пуаз (от центра к периферии)

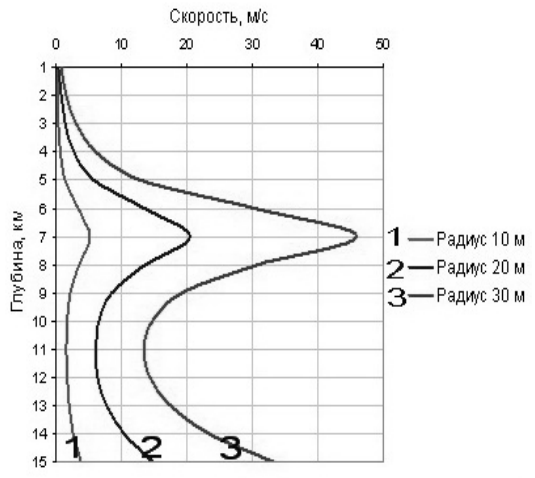


Рис. 3. Расчет скорости движения флюида по уравнению Стокса $\eta = \frac{2r^2(\rho_{фл} - \rho_{пор}) \cdot g}{9\upsilon}$

Для объяснения транспорта глубинного вещества под руководством Н.С Жатнуева выдвинута гипотеза транспорта глубинного вещества путем гидроразрыва в пластичной среде [2]. Которая обоснована тектонофизическими экспериментами, проведенными по собственной методике [9]. Так же в наших экспериментах мы используем программное обеспечение VladiDistat 4.0 для расчета распределения температур и вязкости в магматической камере (рис. 1-3).

1. Зотов И.А. Трансмагматические флюиды в магматизме и рудообразовании. М., «Наука», 1989.
2. Жатнуев Н.С. Трещинные флюидные системы в зоне пластических деформаций. ДАН, 2005. С. 380-384.
3. Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР, сер. Геологическая, № 2, 1952. С. 56-59.
4. Коржинский Д.С. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации. Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Ч. 1, М., Наука, 1972. С. 144-153.
5. Коржинский Д.С. Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме. В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., Наука, 1968.
6. Летников Ф.А., Феоктистов Г.Д., Вилор Н.В. и др. Петрология и флюидный режим континентальной литосферы. Новосибирск, Наука, 1988. 112 с.
7. Летников Ф.А. Флюидальные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования. Иркутск, Вестник ОГГГГН РАН, № 4 (10); 99, 1999.
8. Овчинников Л.Н. Интрателлурические растворы магматизм и рудообразование. Проблемы магматической геологии. М., Наука, 1973. 318 с.
9. Васильева Е.В. Геохимия магматогенно-гидротермальных систем на границе пластично-хрупкого перехода в земной коре (физико-химические модели) / Автореферат канд. дисс. Иркутск: ИГХ СО РАН, 2012. 24 с.

ХАРАКТЕР И УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВЫСОКОЙ НАДПОЙМЕННОЙ ТЕРРАСЫ Р. СЕЛЕНГИ (ЮЖНАЯ ЧАСТЬ ГУСИНООЗЕРСКОЙ ВПАДИНЫ)

Г.Д. Санжиханов[1], В.Л. Коломиец[2], Р.Ц. Будаев[2]

[1]Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия, kolom@gin.bscnet.ru

[2]Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

В 1 км юго-западнее с. Ёнхор до глубины 36,5 м изучена толща высокой, 65-метровой надпойменной аккумулятивной террасы р. Селенги. В целом она сложена серовато-коричневыми, серыми, алевритовыми, мелкозернистыми, средне-мелкозернистыми, субгоризонтально- и слабонаклонно-слоистыми песками с маломощными линзовидными скоплениями, прослоями от 1-2 до 10-12 см грубо-крупнозернистых и среднезернистых песков с мелким гравием. На основании гранулометрического анализа осадки подразделяются на 11 литологических слоев.

Первый слой (глубина 0,1-2,35 м) представлен алевритисто-средне-мелкозернистыми (средневзвешенный размер частиц x=0,27-0,29 мм) и средне-мелкозернистыми (x=0,37 мм) песками. По коэффициенту сортировки σ, значения которого находятся в пределах 0,19-0,43, осадки характеризуются как хорошо и умеренно сортированные. Коэффициент асимметрии $\alpha>0$ с положением моды преимущественно в левой, по отношению к медиане, крупнозернистой части эмпирического полигона распределения оценивает режим седиментации на этот временной отрезок в условиях повышенной динамической активности потока. Значения эксцесса положительны (τ=17,27-70,95), что характеризует устойчивое состояние вещества на всем протяжении осадконакопления, хорошую обработку материала, превышающую количество привноса, и, как итог, – относительно спокойный тектонический режим. Показатели коэффициента вариации ν по всей толще принадлежат диапазону от 0,74 до 1,18, что надежно аргументирует водное происхождение песчаных осадков (поле аллювиального генезиса).

Доминантная транспортировка обломочных частиц осуществлялась способом «пушечного ядра», а также перемещением алевритово-пелитовых размерностей в суспензионной взвеси за счет гидравлических ловушек в вертикальной толще водотока, динамика которого имела главным образом переходный тип между турбулентным и ламинарным режимом осаждения. Палеорека характеризовалась небольшими уклонами водного зеркала 0,41-0,80 м/км, скоростями доставки частиц 0,31-0,34 м/с, придонными скоростями аккумуляции 0,20-0,22 м/с, поверхностными скоростями течения 0,43-0,48 м/с, максимальными глубинами в меженную фазу 0,3-0,4 м и шириной потоков на стадии их полного заполнения водой

125-379 м. Слабоподвижного характера (φ-критерий менее 100 единиц) водотоку по числу Фруда был присущ равнинный (Fr=0,05-0,08), тип стабильных, хорошо оформленных русел с водосборной площадью >100 км^2 и свободным течением воды в благоприятном и весьма благоприятном положении ложа (n=39,4-41,7). В фациальном отношении осадки принадлежат речной макрофации (русловая группа).

Алевритово- и алевритисто-мелкозернистые пески (второй слой – 2,35-5,4 м) (x соответственно равен 0,21-0,22 и 0,24-0,33 мм) имеют хорошую до умеренной сортировку материала (σ=0,21-0,38), модальность распределений сдвинута в сторону крупных частиц (α=3,58-10,86), эксцесс резко положителен до первых сотен единиц. Такое соотношение основных статистических характеристик свидетельствует о более-менее стабильной динамике внедрения вещества в седиментационный бассейн и относительно спокойном его тектоническом режиме. Параметры коэффициента изменчивости (ν=0,91-1,24) принадлежат сектору стационарных однонаправленных водотоков с сезонными вариациями водности.

Осадки аккумулировались слабомобильным потоком равнинного типа (Fr=0,04-0,07) в благоприятных условиях состояния ложа (n=40-43). Имел место переходный режим осаждения, сальтационный перенос, а также донное волочение, что обосновывается значениями универсального критерия Ляпина (β=0,19-0,27), указывающего на образование мелкогрядовых подвижных форм руслового рельефа (наличие наклонно-слоистых текстур в разрезах). Сдвигающие скорости колебались в пределах 0,30-0,33 м/с, предельные скорости накопления – 0,19-0,21 м/с, поверхностные скорости течения – 0,40-0,46 м/с, уклоны водного зеркала – 0,26-0,65 м/км. Нижний порог глубины составлял 0,3-0,45 м с ростом его до 3,7 м в момент, предшествовавший выходу воды на пойму, при ширине русла 50-408 м, соответственно. В фациальном плане подобные условия характерны для русловых фаций речной макрофации.

Третий слой (глубина 5,4-11,0 м) накоплен широким набором псаммитовых разностей (x=0,32-0,95 мм). Для отложений этого слоя в первую очередь характерна полифракционность (до 6-8 фракций), функционально зависящая от преобладания турбулентности в водной среде и свойственная именно аллювиальному типу аккумуляции наносов. В псаммитовом спектре руководящими фракциями являются размерности 0,63-0,315 мм (до 27% от общей массы) и 0,315-0,14 мм (29-47%). Заметную долю составляют алевриты и глины (22-42%), песок крупный (1-13%) и грубый (1-26%). Обломочные частицы соответствуют гравийной размерности, как мелкой (0,5-7,4%), так и крупной (0,1-0,7%), а также мелкой гальке (0,6-0,8%). Порода имеет умеренную, недостаточную, а то и плохую сортировку (σ=0,39-1,52), левостороннюю скошенность эмпирического полигона распределения (мода больше медианы), эксцесс со знаком «+» и значения коэффициента вариации (ν=1,13-2,38), соответствующие области турбулентных водотоков речного облика с поступательным характером движения воды.

Потокам, образовавшим описываемый слой, был свойствен преимущественно полугорный с развитыми грядовыми подвижными формами донного рельефа (Fr=0,14-0,21), реже равнинный (Fr=0,07-0,10) типы русла средних рек, которые находились в благоприятных условиях состояния ложа со свободным течением (n=33-40). Скорости водотоков составляли 0,47-0,70 м/с, пульсационные сдвигающие скорости перемещения обломочного субстрата – 0,33-0,45 м/с, придонные скорости аккумуляции – 0,21-0,29 м/с, меженные глубины – 0,3-5,2 м, уклоны продольного профиля – 0,6-3,1‰. Генетико-фациальная природа этих осадков вполне сопоставляется с аллювиальными русловыми грядовыми песками речной макрофации.

Четвертый слой, залегающий на глубине 11,0-15,0 м, образован алевритово-мелкозернистыми (x=0,23) и алевро-мелкозернистыми песками (x=0,22), добавлением гравийных включений (0,5-1,5%) с хорошей, умеренной и плохой сортировкой (σ=0,20-1,13). Для эмпирического полигона фракционных распределений частиц характерной особенностью является его левосторонняя скошенность, возникшая вследствие выборочной обработки в процессе транзита крупнозернистых фракций при повышенной динамике среды седиментации (α>1). Эксцесс положителен и варьирует в весьма широких пределах (τ=12,83-269,97). Значения коэффициента вариации находятся в интервале от 0,84 до 2,42 и соответствуют преобладающим условиям аккумуляции в стационарных водотоках с колебанием водности по сезонам года.

Транспортировавшая наносы р. Пра-Селенга характеризовалась скоростными параметрами: течения 0,40-0,48 м/с, сдвига 0,30-0,33 м/с, отложения 0,19-0,21 м/с, имела уклон водного зеркала 0,27-0,74 м/км, меженную глубину 0,3-0,4 м при возрастании в половодье до 1,3-5,6 м и ширину русла 51-342 м в момент его полного заполнения до выхода воды на пойму. Палеоводотоку нединамичного (φ-критерий

устойчивости <100 ед.) равнинного типа (Fr=0,04-0,08) с площадью водосбора >100 км^2 были свойственны натуральные, благоприятные условия состояния ложа со свободным течением воды (n=39-43). Кроме того, по показателям универсального критерия Ляпина (β=0,20-0,28) устанавливается присутствие в палеорусле подвижных форм низкогрядового рельефа высотой 0,20 м, длиной 1,6-2,4 м и скоростью перемещения 0,0002 м/с.

Хорошо сортированные (σ=0,12), асимметричные с доминантным модальным сдвигом в сторону крупных частиц (α>1) алевритово-мелкозернистые пески (x=0,20-0,23) формируют пятый слой на глубине разреза 15,0-17,2 м. Осадки имеют низкий плюсовой эксцесс (τ=4,85-8,51) и значения коэффициента вариации (ν=0,57-0,60), совпадающие с сектором совокупного лимно-аллювиального генезиса.

Осадки аккумулировались в озеровидном проточном водоеме с осредненными глубинами в 1,3-1,4 м и равнинным типом палеоводотоков (Fr=0,03-0,07), транспортировавших сюда наносы, которые приходили в движение при достижении срывающих скоростей 0,30 м/с. Их перенос прекращался с падением скорости до 0,19 м/с. Необходимая высота водяного столба для перемещения составляла 0,43-0,46 м при поверхностной скорости течения 0,40 м/с, ширине водотока 51-54 м и уклоне продольного профиля 0,2-0,3 м/км. Русла имели слабомобильный характер изменений (φ<100 единиц), находились в благоприятных условиях состояния ложа и течения воды (n=43). Следовательно, образование осадков происходило в маловодном незастойном озеровидном водоеме (субгоризонтально-слоистый алевритово-тонкопесчаный береговой и прибрежный лимний) и однонаправленном слабодинамичном речном потоке (наклонно-слоистый мелкозернистый русловой и пойменный аллювий).

Шестой слой (глубина 17,2-18,6 м) состоит и песчаного алеврита (x=0,13) с единичными гравийными зернами. Сортировка материала – от хорошей до умеренной (σ=0,15-0,39). Мода осадка имеет в основном правостороннюю асимметрию в сторону мелких частиц (α=1,4-1,9) и оценивает динамику среды седиментации как невысокую. Эксцесс характеризуется знаком «+», что является показателем относительно спокойного тектонического режима этой среды. Коэффициент вариации ν находится в пределах от 1,17 до 1,87 единиц и указывает на аллювиальное происхождение осадков (поле однонаправленных постоянных слабоподвижных водотоков с сезонным колебанием водности).

Алевро-мелкозернистые пески (x=0,17-0,19 мм) слагают седьмой слой (19,15-20,2 м). Данный литологический горизонт характеризуется хорошей и умеренной сортировкой (σ=0,28-0,36), отражающей удлинение пути перемещения наносов в слаботурбулентной среде с образованием транзитных фракций. Имеет место скошенность эмпирических полигонов распределения в левую сторону (α>1) при очень большом положительном эксцессе (равновесность тектонического режима среды седиментации). Значения коэффициента вариации, принадлежащие в основном интервалу от 1,65 до 1,86, свидетельствуют о речном характере бассейна осадконакопления.

Седиментационный бассейн характеризовался срывающей скоростью перемещения дезинтегрированного субстрата 0,3 м/с, придонной скоростью отложения 0,19 м/с, поверхностной скоростью течения палеопотока 0,38 м/с, глубиной 1,1 м в близпаводковый и 0,56 м в меженный периоды, уклоном водного зеркала 0,2 м/км при ширине 30-38 м. Естественные, слабодинамичные, незасоренные русла (φ-критерий <100 единиц) со свободным течением потока имели равнинный тип (Fr=0,02-0,03) с гладкой поверхностью дна (β = 0,16-0,18) в комфортных и весьма комфортных условиях состояния ложа (n=43-44). По фациальной природе осадки принадлежат русловым, реже пойменным фациям.

В строении восьмого слоя (глубина 24,0-24,5 м) принимают участие крупно-средне-мелкозернистые пески с редкими включениями гравия и мелкой гальки (x=0,56). По статистическим параметрам осадок характеризуется плохой (σ=1,33) сортировкой, имеет положительную асимметрию (α>0) с местоположением моды осадка в левой части эмпирического полигона распределения, лучшей трансформации крупнозернистой части гранулометрического спектра в сравнении с тонкозернистой, а также преобладанием крупного зерна в породе. Эксцесс также положителен, характеризуется значениями в пределах десятков единиц, что указывает на определенную тектоническую стабильность, доставку малых порций субстрата и превышение скорости его обработки над поступлением. Коэффициент вариации ν принадлежит области устойчивых стационарных аквальных водотоков турбулентного характера с сезонными изменениями водности (ν=1,96).

Привнос материала в осадкообразовательный бассейн происходил за счет естественного блуждающего потока полугорного типа (Fr=0,14) с площадью водосбора >100 км^2. Скорости водотока при

этом не превышали значений: сдвига – 0,38 м/с, отложения – 0,24 м/с, течения – 0,57 м/с (табл. 3.10). Динамика потока характеризовалась переходным типом между ламинарным и турбулентным режимами осадконакопления (0,1<x<1,0), транспортировкой частиц сальтационным способом (0,1<x<0,35). Уклоны водного зеркала составляли 1,6 м/км, максимальные глубины: 0,25 м – в меженный и 3,1 – в паводковый периоды, ширина русел в фазу самого высокого заполнения водой до выхода на пойму – 453 м. По своим гидродинамическим особенностям поток находился в благоприятных условиях состояния ложа и свободного течения воды (n>37) и мог приводить в движение обломки с предельным диаметром от 0,4 до 1,3 мм. По фациально-генетическому типу пески относятся к русловой нестрежневой фации.

Девятый слой (глубина 30,45-33,2 м) кумулирован алевритово-мелкозернистыми песками (x=0,22-0,25 мм) с очень редкими, единичными гравийно-мелкогалечными частицами. Динамические показатели описывают отложения как хорошо и умеренно сортированные (σ=0,22-0,43) (нормальный и недалекий перенос в турбулентной среде без должной динамической обработки). Одновершинная мода (α>0) сдвинута большей частью в сторону мелких частиц (условно повышенная динамика среды седиментации, живых сил которой было явно не достаточно, чтобы обрабатывать грубозернистую часть обломочного субстрата). Эксцесс положителен, что свидетельствует об относительной стабильности протекания неотектонических явлений на данной территории. Коэффициент изменчивости (ν = 0,88-1,97) указывает на возможность накопления таких осадков в подвижной среде, характерной для речных систем, так как соотносится с полем однонаправленных поступательных стационарных потоков.

В строении десятого слоя (глубина 33,7-35,1 м) принимают участие алевро-мелкозернистые пески и песчаные алевриты (x=0,13-0,27 мм) хорошей сортировки (σ=0,19-0,27), асимметричные с правосторонним модальным смещением и улучшенной обработкой мелкозернистой части гранулометрического спектра. Тектоническая составляющая процесса аккумуляции характеризуется определенным постоянством (числовые показатели эксцесса возрастают в пределах первых сотен единиц). Значения коэффициента вариации подобны флювиальным условиям образования наносов (ν=0,98-1,83) стационарными сезонно-колебательными водотоками с однонаправленным движением воды.

Формирование осадков осуществлялось блуждающим, средним по величине водотоком равнинного (Fr<0,1) типа с натуральным постоянным руслом (площадь водосбора >100 км^2) в благоприятных естественных условиях состояния ложа и течения воды (n>41). Палеорусло имело уклон 0,07-0,44 м/км, скорость транспортировки частиц 0,28-0,32 м/с, придонную скорость отложения 0,18-0,20 м/с, поверхностную скорость течения воды 0,34-0,43 м/с, максимальные глубины в меженный период от 0,36-0,78 м до 1,1-1,4 м при ширине в период полного заполнения его водой 34-63 м. По фациальной природе описываемые осадки принадлежат речной макрофации (пойменная группа фаций).

Одиннадцатый слой (глубина 36,0-36,5 м) представлен мелкозернистым песком (x=0,21) отчетливой субгоризонтальной текстуры. Это наиболее сортированные, одномодальные отложения (σ=0,08) со значительной длиной транспортировки, предшествующей завершающей аккумуляции, относительно подвижной средой осадконакопления (α> 0). Небольшие показатели эксцесса определяют некую равновесную эволюцию тектонических событий. Значения коэффициента вариации (ν=0,38) соответствуют лимническому генотипу (поле стационарных проточных озеровидных водоемов с волновыми колебаниями водной среды). Глубины такого водоема не превышали 1,1 м при наличии субламинарных и переходных придонных струй течения шириной 30-35 м, малых скоростей транспортировки и отложения материала, его стабильной обработке, а также превалировании темпов трансформации поступающего в осадконакопительный бассейн вещества над его привносом.

Таким образом, аккумуляция высокой 65-метровой террасы р. Селенги (южная часть Гусиноозерской впадины) осуществлялась главным образом в речных обстановках седиментации с формированием русловых нестрежневых и пойменных фаций.

ВАРИАЦИИ АНИОННО-КАТИОННОГО СОСТАВА ТРЕЩИННО-ЖИЛЬНЫХ ВОД ТУЛУКУЕВСКОГО УРАНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

И.В. Семенова, В.А. Петров

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия, parcete44@gmail.com

Ионно-солевой состав природных вод является важнейшим показателем, отражающим устойчивость и возможность накопления макрокомпонентов в зависимости от различных условий, таких как минеральный состав водовмещающих пород, структурно-геологической и окислительно-восстановительной обстановок, активности водообмена, степени выщелачивания и растворения пород и т.д.

Представлены результаты определения анионно-катионного состава, концентрации некоторых микрокомпонентов, а также результаты определения водородного показателя (pH) в пробах жильно-трещинных вод из карьера Тулукуевского урановорудного месторождения. Кроме того, приведены соответствующие значения для атмосферных осадков района исследования.

Тулукуевское месторождение (Стрельцовское рудное поле) находится в Юго-Восточном Забайкалье и локализовано в трещинно-поровой среде мезозойских (140 млн. лет) вулканитов кислого состава. В породах проявлена гидротермальная минеральная зональность (внутренняя, промежуточная и внешняя зоны), которая отражает суммарный эффект нескольких этапов позднемезозойского минералообразования: предрудных метасоматических изменений (гидрослюдизации), рудосопровождающих прожилково-метасоматических изменений и пострудных кварц-карбонатных прожилков и аргиллизации (каолинит, смектит) [1]. Гидротермальная минеральная зональность контролируется крутопадающими разрывными нарушениями.

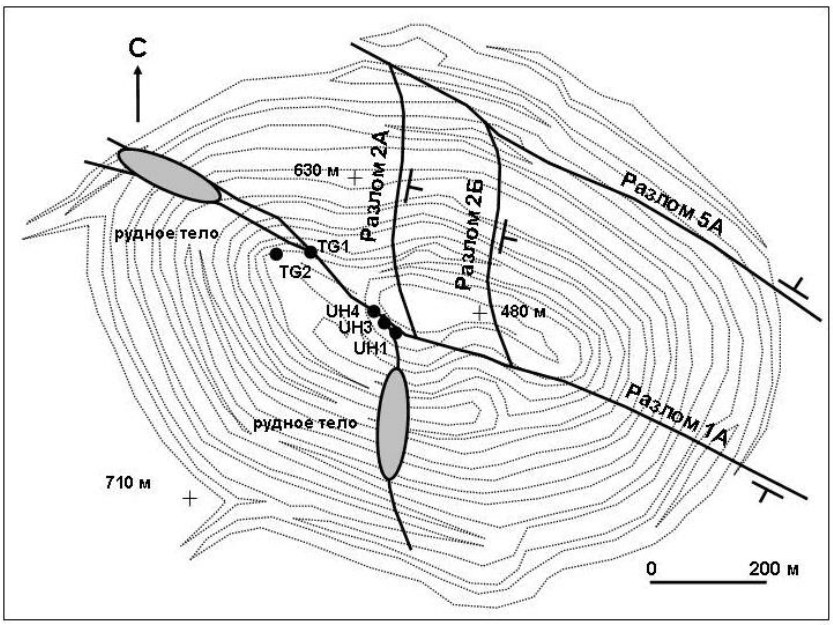


Рис. 1. Расположение и номера источников подземных вод в карьере Тулукуевского месторождения. Показаны трассы основных крутопадающих разломов, проекции рудных тел на горизонтальную плоскость, высотные отметки и источники жильно-трещинных вод.

Месторождение отрабатывалось открытым способом в период 1972-1998 гг. Жильно-штокверковая рудная минерализация контролируется крутопадающими разломами и оперяющими их системами трещин при наличии рудных тел пластового типа в зонах пологих срывов на контактах пород разного состава. В настоящее время невыбранные жильные тела локализованы в северо-западном и южном борту карьера (рис. 1). В первом случае рудное тело приурочено к зоне разлома 1А северо-западного простирания, а во втором – контролируется диагональным разломом 2А меридиональной ориентировки. С рудовмещающими разломами связаны источники жильно-трещинных вод, что отражает современную гидравлическую активность этих разрывных структур.

Урановая минерализация по времени формирования разделена [3] на три группы: 1) гипогенная; 2) гипергенная в связи с древней зоной окисления и 3) гипергенная в связи с современным окислением. Гипогенная минерализация представлена двумя типами первичных руд: преимущественно урановыми в зонах крутопадающих разломов и уран-молибденовыми в зонах пологих срывов на контактах пород. В урановых рудах преобладает настуран, а также присутствуют коффинит и тухолит, содержащий до 50 масс.% C и >10 масс.% U. Первичные руды подвержены процессам древнего (до отработки карьера) окисления, выраженного тремя субзонами (сверху вниз): выщелачивания, полного окисления и неполного окисления. Древняя зона окисления принадлежит к гидроксидно-силикатному типу [2], для которого характерен постепенный переход первичных руд в гидроксиды и силикаты U с сохранением морфологии выделений. В участках вторичного обогащения, сопряженного с уровнем зеркала подземных вод до вскрытия карьера, образуются урановые черни. На фронте современного окисления, связанного с отработкой карьера, формируются уранофан, хейвеит, калькурмолит, либегит и др. Уровень стояния зеркала подземных вод и соответствующая ему зона вторичного уранового обогащения изменялись по мере отработки карьера. Гипергенные изменения пород сопровождались образованием Fe-Mn оксигидроксидов (гётит, Fe-вернадит, гематит, ферригидрит), которые являются активными сорбентами урана, а также интенсивным развитием иордизита (MoS_2), трассирующего зоны пологих срывов [6].

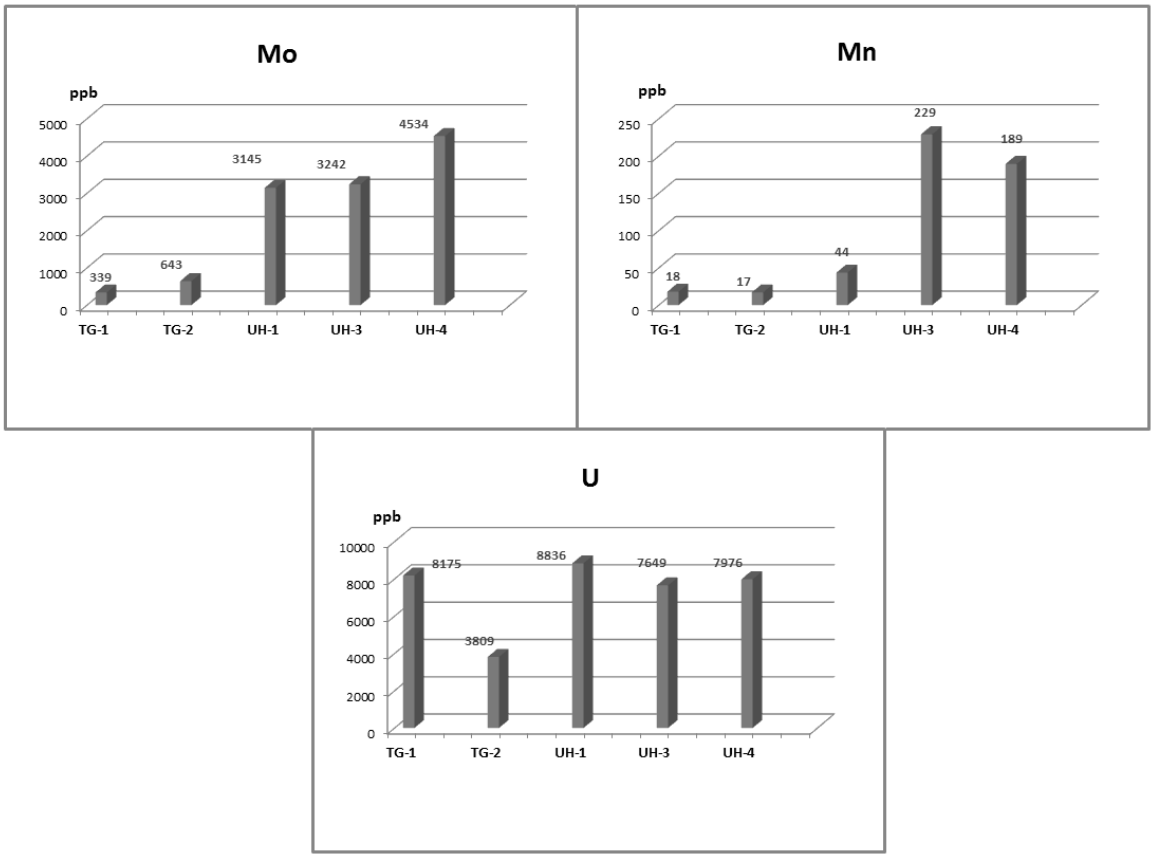


Рис. 2. Содержание урана, молибдена и марганца в пробах воды 2011 г.

В 2011 г. было проведено опробование пяти источников подземных вод, расположенных группами на нижних уступах карьера в его северо-западной (TG-1 и TG-2) и центральной (UH-1, UH-3 и UH-4) частях. Источники пространственно тяготеют к зоне разлома 1А, которая в южной части карьера осложнена диагональным разломом 2А. Вода отбиралась в пластиковые контейнеры объемом 0.5 л и подкислялась HNO_3 осч (концентр. 66%) из расчета 3 мл кислоты на 100 мл пробы. Химический анализ водных проб проводился в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН посредством масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой (X Series 2 Thermo Scientific). Содержания урана, молибдена и марганца в 2011 г в пробах трещинно-жильных вод приведена на рис 2.

Определение анионно-катионного состава и величины pH проводилось потенциометрическим и титрометрическими методами анализа (аналитик Л.С. Шулик, ИГЕМ РАН). Содержания макрокомпонентов в пробах 2011 г. представлены на рис. 3.

Содержания гидрокарбонат-, хлор-, сульфат-ионов и натрий-, калий-, кальций-, магний-ионов в пробах воды группы UH довольно близки. Общая минерализация варьируется от 796 до 832 мг/л. По химическому составу они относятся к сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридным магниево-кальциево-натриевым водам, также как и атмосферные осадки в районе исследования. В пробе TG-1и TG-2 концентрация натрий- и калий-ионов уменьшается по сравнению с источниками UH до 120 и 99 мг/л, соответственно. В трещинно-жильных водах TG-1 и TG-2 содержания гидрокарбонат-ионов значительно выше, чем в UH-пробах и составляет в среднем 42 экв.% (494 и 817 мг/л). Однако по катионному составу TG-1 относится к сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридной воде, а TG-2 к гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридной. По катионному составу оба источника относятся к кальциево-натриево-магниевым водам. Общая минерализация в пробах TG-1 и TG-2 в целом несколько выше UH-проб и составляет 1361 и 856 мг/л. Значения водородного показателя pH изменяется незначительно (8,1-8,2) за исключением пробы TG-1 (7,6). Кислотно-основное равновесие в дождевой воде смещено в сторону кислой реакции (pH 6.2).

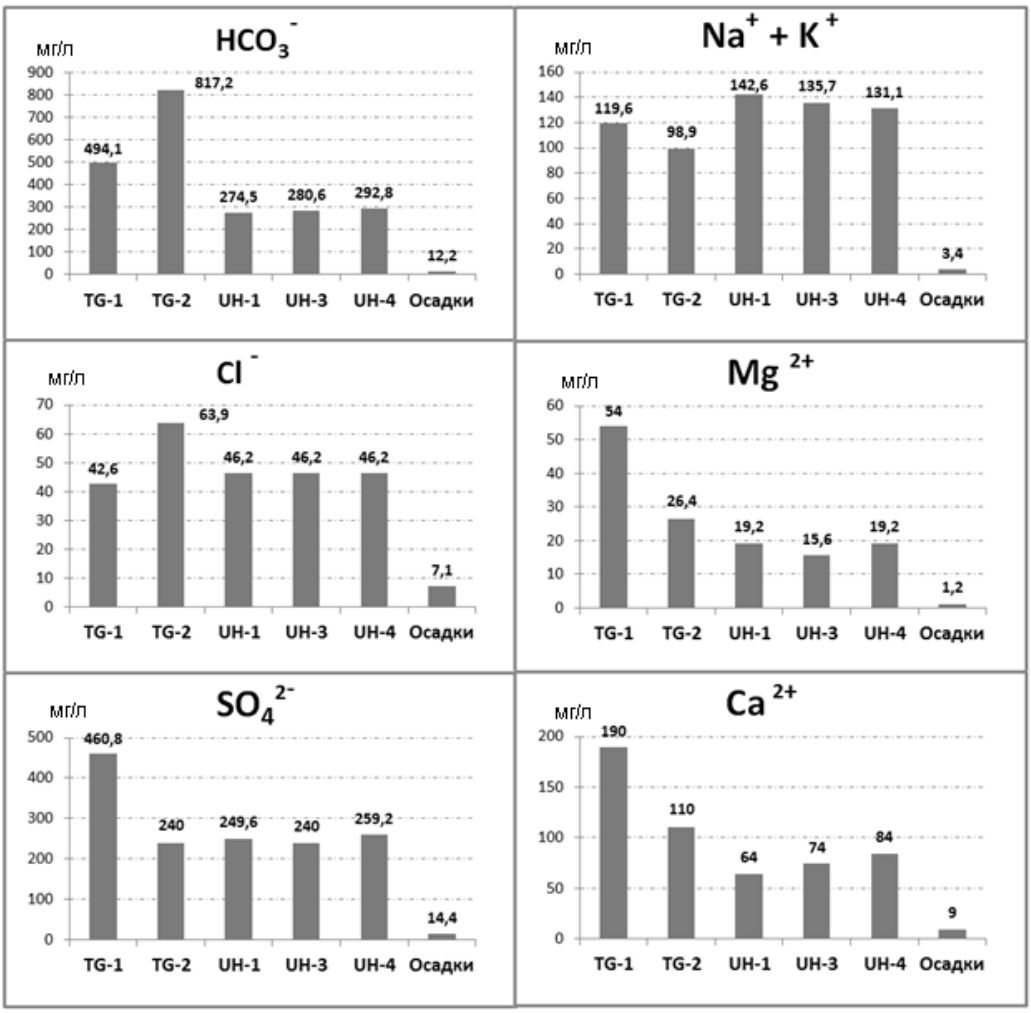


Рис. 3. Анионно-катионный состав трещинно-жильных вод и атмосферных осадков.

Результаты более ранних исследований [5] показали, что концентрации микроэлементов (в данной работе приведены молибден и марганец) отчетливо распадаются на две группы. Этот факт подтверждают и данные, полученные в 2011 году. Так, значительно большее количество молибдена характерно для источников подземных вод группы UH. При этом разница между содержанием элемента в группах TG и UH варьируется от 339 до 4534 ppb. Молибден относится к ряду элементов (U, Se, As), которые не растворяются в восстановительных условиях и растворяются в окислительных. При адвективно-

диффузионном продвижении фронта окисления такие элементы выщелачиваются из минеральной матрицы и могут переноситься в водном потоке на различные расстояния.

Различия в концентрации (интенсивности миграции) молибдена в сходных геологических условиях зависят, прежде всего, от: 1) окислительно-восстановительной обстановки, обусловленной содержанием кислорода в трещинной среде и инфильтрационных водах; 2) распределения и реакционной способности органического вещества и других потенциальных восстановителей в водоносном горизонте; 3) скорости циркуляции подземных вод; 4) формы, в которой элемент содержится в породе, т.е. минерального состава рудных тел и осадочно-вулканических пород.

Исходя из того, что значения pH проб воды изменяются незначительно от 7.6 до 8.3, а скорость движения водного потока для северо-восточной и южной частей карьера в первом приближении одинакова, можно предположить, что высокие содержания молибдена в пробах группы UH свидетельствуют о значительно больших концентрациях молибденита в качестве сопутствующего минерала в локализованных здесь настурановых рудах. Повышенные концентрации Mn в водах источников группы UH указывают на более интенсивное выщелачивание Fe-Mn оксигидроксидов (гётит, Fe-вернадит, гематит, ферригидрит) из вмещающих пород этой части карьера.

Таким образом, определение концентрации микрокомпонентов и анионно-катионного состава в образцах жильно-трещинных вод карьера Тулукуевского урановорудного месторождения позволило установить следующее:

1. Выделены две группы источников подземных вод, которые контролируются одной протяженной разломной зоной, но характеризуются резко отличными концентрациями изученных элементов.
2. Повышенные концентрации Mo в группе источников UH (центральная часть карьера) указывают на повышенные содержания молибденита в рудах и отражают его интенсивное разложение с образованием иордизита, сопровождающееся выщелачиванием и выносом элемента.
3. Поскольку уран-молибденовые руды контролируются зонами пологих срывов на контактах пород можно предположить, что в южном борту карьера помимо ранее установленных крутопадающих жильных тел существует невскрытая пологая рудонасыщенная структура.
4. Выявлена обратная зависимость между содержанием гидрокарбонат-иона в трещинно-жильных водах и концентрацией урана.

Авторы выражают благодарность Ю.К. Шаззо и Л.С. Шулик за помощь в проведении аналитических исследований.

1. Андреева О.В., Головин В.А. Метасоматические процессы на урановых месторождениях Тулукуевской кальдеры в Восточном Забайкалье (Россия) // Геология рудных месторождений, 1998, Т. 40, № 3. С. 205-220
2. Белова Л.Н., Федоров О.В. Некоторые данные о минеральном составе зоны окисления урановых месторождений Стрельцовского рудного поля // Материалы по геологии урановых месторождений, Вып. 45. М.: ВИМС, 1977. С. 65-76
3. Петров В.А., Полуэктов В.В., Андреева О.В., Голубев В.Н., Дубинина Е.О., Карташов П.М., Овсейчук В.А., Щукин С.И., Леспинас М., Хаммер Й. Миграция урана и геохимические барьеры в зоне аэрации месторождения Тулукуевское, ЮВ Забайкалье // Материалы конференции «Геохимия биосферы». М.: МГУ, 2006. С. 290-292
4. Полуэктов В.В., Петров В.А., Голубев В.Н., Надьярных Г.И. Миграция и накопление урана в процессе гидротермальных и гипергенных преобразований кислых вулканитов месторождения Тулукуевское, ЮВ Забайкалье // Материалы конференции. М.: ИГЕМ РАН, 2007. С. 157-161
5. Семенова И.В., Петров В.А., Шаззо Ю.К. Использование данных масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой проб воды для оценки минерального состава рудных тел Тулукуевского уранового месторождения // Материалы конференции «Минералы: строение, свойства, методы исследования». Екатеринбург - Миасс: УрО РАН, 2011. С. 259-261
6. Petrov V.A., Poluektov V.V., Hammer J., Schukin S.I. Uranium mineralization in fractured welded tuffs of the Krasnokamensk Area: transfer from ancient to modern oxidizing conditions // The New Uranium Mining Boom: Challenge and lessons learned. B. Merkel and M. Schipek (eds). Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2011. P. 701-710

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕ-ШИБАНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПО ДАННЫМ ИЗОТОПИИ И ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ

Ю.А. Степнова, В.А. Пахомова

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия, yshabanova@gmail.com

Накопление знаний в области геологии, рудообразования, а также в смежных науках привели к существованию на современном уровне следующих основных моделей рудообразования:

1. Ортомагматическая – широко признанная традиционная теория, в основе разработанная в конце XIX-начале XX вв. Фогтом, Линдгреном, Эммонсом, Ниггли, Заварицким, В. А. Обручевым и др. Основана на представлении о генетической связи эндогенных месторождений с магматическими породами (главным образом интрузивными), являющимися основным источником минерального вещества месторождений. Последние формируются в процессе магматической дифференциации, а также из рудоносных флюидов, выделяющихся из остаточного расплава в толщу горных пород [5].
2. Рециклинговая модель рудообразования. Несмотря на убедительность аргументов в пользу генетической связи оруденения с интрузиями, во многих случаях они не содержат прямых доказательств такой связи, а лишь свидетельствуют о ее принципиальной возможности [1, 2]. Пространственную и временную совмещенность месторождений многих металлов с гранитными интрузиями можно также объяснить совпадением путей движения магматических и гидротермальных продуктов общего глубинного источника. Металлы могут извлекаться как из уже затвердевшего гранитного массива, так и из вмещающих его пород. В этот процесс могут вовлекаться нагретые в околоинтрузивной зоне метеорные воды. Сам интрузив, являясь источником тепловой энергии, создает вокруг себя термоградиентное поле, под влиянием которого происходит закономерное перераспределение металлов. В большинстве случаев такая интерпретация не противоречит геологическим наблюдениям и указывает на возможность иного способа образования месторождений и рудопроявлений.
3. Достаточно обоснован еще один из теоретически возможных способов образования рудных месторождений.
4. Сквозьмагматическая модель рудообразования предполагает существование вертикально протяженных магматических колонн, играющих роль эффективных проводников мантийных металлоносных флюидов [2].

Таким образом, в теории существует возможность нескольких вариантов связей между магматическими и гидротермальными процессами, но выяснить, какой из них является ведущим в природных условиях, можно только посредством изучения конкретных объектов.

Верхне-Шибановское месторождение расположено на юго-восточных склонах хребта Синего, на левобережье р. Арсеньевки в бассейне её левых притоков – руч. Шибановский, рек. Заблуждение и Белая (Спасский район Приморского края), и входит в состав Шибановского рудного поля в восточной части Ханкайского супертеррейна. Рудное поле имеет в плане овальную форму, вытянуто в северо-восточном направлении, что обусловлено широким развитием в пределах поля тектонических нарушений и разновозрастных интрузивных образований, в том числе - гранитных пегматитов. В геологическом строении района принимают участие позднепермские, позднемеловые и палеогеновые граниты, осадочно-вулканогенные и осадочные породы верхней перми, а также четвертичные образования (рис. 1). Участки скопления пегматитов приурочены к апикальной части среднезернистых и неравномернозернистых лейкократовых гранитов верхнемелового возраста, залегающих среди палеозойских гранитов. Современные четвертичные отложения поймы и русла распространены повсеместно в бассейне руч. Шибановского.

Они представлены обломками пегматитов существенно кварц-микроклинового состава с биотитом, шерлом, иногда с мусковитом и альбитом, редкими кристаллами касситерита и берилла. Отдельные участки россыпей обогащены топазом, морионом, дымчатым кварцем. Строение пегматитов зональное, наблюдаются зоны аплита, графических и блоковых пегматитов, кварцевых ядер с прекрасными кристаллами мориона и дымчатого кварца.

Полученные нами K-Ar датировки гранитов Шибановского массива - 63±1 млн. лет - соответствуют палеоценовому возрасту, а щелочные сиениты в возрастном отношении являются наиболее

молодыми породами в пределах Шибановского массива – их возрастные датировки калий-аргоновым методом - 50±2 млн. лет, что соответствует эоценовому возрасту (табл. 1).

Проведенный анализ условий кристаллизации гранитоидной интрузии Верхне-Шибановского месторождения позволил выявить некоторые важные закономерности развития природного процесса. Распределение включений в кварце гранитов и сиенитов весьма неравномерно: в одних участках РВ встречаются группами почти в каждом зерне кварца, в других редки и представлены раскристаллизованными РВ или отсутствуют совсем. Как правило, в кварцевом зерне РВ группируются по 3-4 вакуоли, имеют мелкие размеры (редко более 10-15 ?м в диаметре) и располагаются не в одной плоскости.

Термометрические опыты по гомогенизации РВ во вкрапленниках в кварце показали, что Тгом в гранитах составляет 750-800^{o}C, давление флюида от 3 до 5,5 кбар, а в сиенитах 650-800^{o}C при давлении – от 1,5 до 5 кбар. Исходное содержание воды в расплаве гранита составляло от 4,8 до 6 % , сиенита до 3,9 %. По результатам электронного микрозондирования, стёкла из РВ кварца в гранитах и сиенитах отчётливо различаются. Для стёкол гранитов характерно присутствие:SiO2 в пределах от 70 до 90 вес.%, Al_2O_3 от 5 до 17%, K_2O от 1 до 7%, Na_2O от 1 до 3%, Fe_2O_3 от 0,2 до 0,6% и CaO от 0,4 до 0,7%. Как показывает анализ гомогенных стёкол, для кислого силикатного расплава характерно значительное преобладание калия над натрием (в среднем отношение K_2O/Na_2O=1,60). Среди недоплавленных минеральных фаз во включениях в породообразующем кварце гранитов присутствуют: альбит, K-Na полевой шпат.

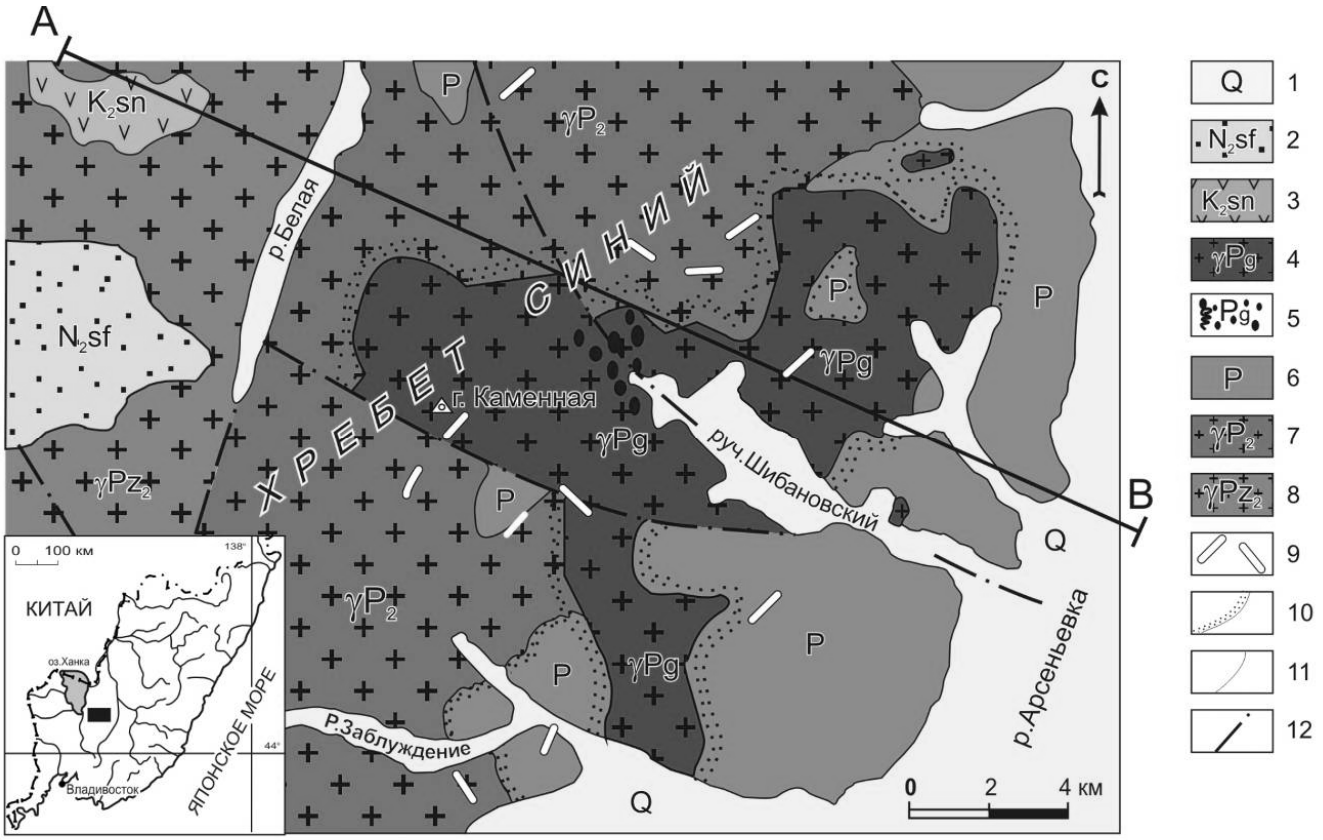


Рис. 1. Схематичекая геологическая карта Шибановского массива (L-53-XXXII) составлена И.К. Пущиным, 1964г. (с дополнениями автора)

Примечание:1-четвертичные и современные аллювиальные отложения, в т.ч. россыпи руч.Шибановского:2 - галечники и суглинки суйфунской свиты; неоген; 3 – андезитовые порфириты и дациты; сенон; 4 - гранодиориты, лагиограниты, граниты; палеоген (ранее – поздний мел); 5 – ареалы щелочных сиенитов; палеоген; 6 - пермские свиты песчано-глинистых пород, конгломератов, известняков, кислых и основных эффузивов и их туфов; без расчленения; 7 - пермские средне - и крупнозернистые биотитовые граниты; 8 - среднепалеозойские лейкократовые граниты; 9 - жилы аплитов, пегматитов, кварца, а также дайки кислых и основных пород разного возраста; на карте показаны только крупные тела; 10 - контактовые роговики и зоны метасоматоза; 11 - геологические границы нормальных стратиграфических и интрузивных контактов;

12 - линии разломов и тектонических контактов.

Таблица 1.
Результаты определения изотопного (K-Ar) возраста сиенитов и гранитов Верхне-Шибановского месторождения.

№ п.п	№ лаб.	№ авт.	порода	анализируемый материал	Калий, % ± σ	$^{40}Ar_{рад}$ (нг/г) ± σ	Возраст, млн. лет ± 2σ
1	5469-А	Ю-202	гастингситовый кварцевый сиенит	вал	5,70± 0,01	20,06± 0,30	50± 1
2	5470-А	Ю-204	эгириновый кварцевый сиенит	тоже	6,10± 0,01	21,60± 0,97	50± 1
3	5471-А	Ю-208	гранит	тоже	4,40± 0,01	19,70± 0,31	63± 1

Примечание: Анализы выполнены в СВКНИИ ДВО РАН, лаборатории петрологии и изотопной геохронологии (аналитики: Александрова Н.М., Люскин А.Д., Новик К.К.)

Для сиенитов данные по составам стёкол составляют: SiO_2 от 67 до 84 вес.%, MnO от 0,2 до 0,5%, Na_2O от 3 до 4,5%, CaO от 8 до 21%, K_2O = 0,29% и F = 3-4%, и, в отличие от состава породы, отсутствует Al_2O_3. Среди недоплавленных минеральных фаз во включениях в породообразующем кварце сиенитов присутствуют волластонит, амфибол, эгирин. Такие отличия вполне объяснимы ходом кристаллизационной дифференциациии, установленным на основании петрографических данных.

В соответствии с минеральным составом, петрохимическими и изотопными характеристиками магматических пород, Верхне-Шибановское месторождение сформировалось в два временных этапа. В первый (палеозой-мезозой) этап зародился очаг первичных расплавов на нижнекоровом уровне системы, сформировавший габбро-гранодиорит-гранитовый комплекс. Второй – мезозой-кайнозойский временной этап, фиксирует переход от субдукции к скольжению океанической плиты [3] вдоль окраины Амурского палеозойского континентального супертеррейна и характеризуется на исследуемой территории сменой типа магматизма.

Первый этап проявлен на месторождении последовательным внедрением пород гранит–лейкогранитового комплекса, а также связанных с гранитами жильных или линзовидных тел пегматитов с касситеритом и бериллом, а затем - грейзенов с топазом и вольфрамовой минерализацией; второй, вызванный, вероятно, импульсом тектонической активизации, привел к образованию пород среднего состава (щелочные сиениты) с редкоземельно-редкометальной минерализацией (циркон, элементы цериевой группы, лантаноиды). Доказательством правомерности подобного развития событий является интерпретация данных о химическом составе пород и гомогенных стекол первичных расплавных включений в них, а также геохимические данные, которые позволяют отнести обсуждаемые породы к разным группам «мантийных» и «корово-мантийных».

Таким образом, интрузивные породы Верхне-Шибановского месторождения палеогенового возраста, по совокупности геологических, петрографических, минералогических и петрогеохимических данных являются производными единой магмообразующей системы (рис.2), которая может служить петротипом гранитоидов, формирование которых обусловлено магматитзмом этапа скольжения литосферных плит Восточного Сихотэ-Алиня. Этот этап магматизма отличается [4] разнообразием породных комплексов, смешением внутриплитных, субдукционных и океанических геохимических признаков, что является результатом участия астеносферного диапира, надсубдукционного клина и слэба, в процессе магмообразования.

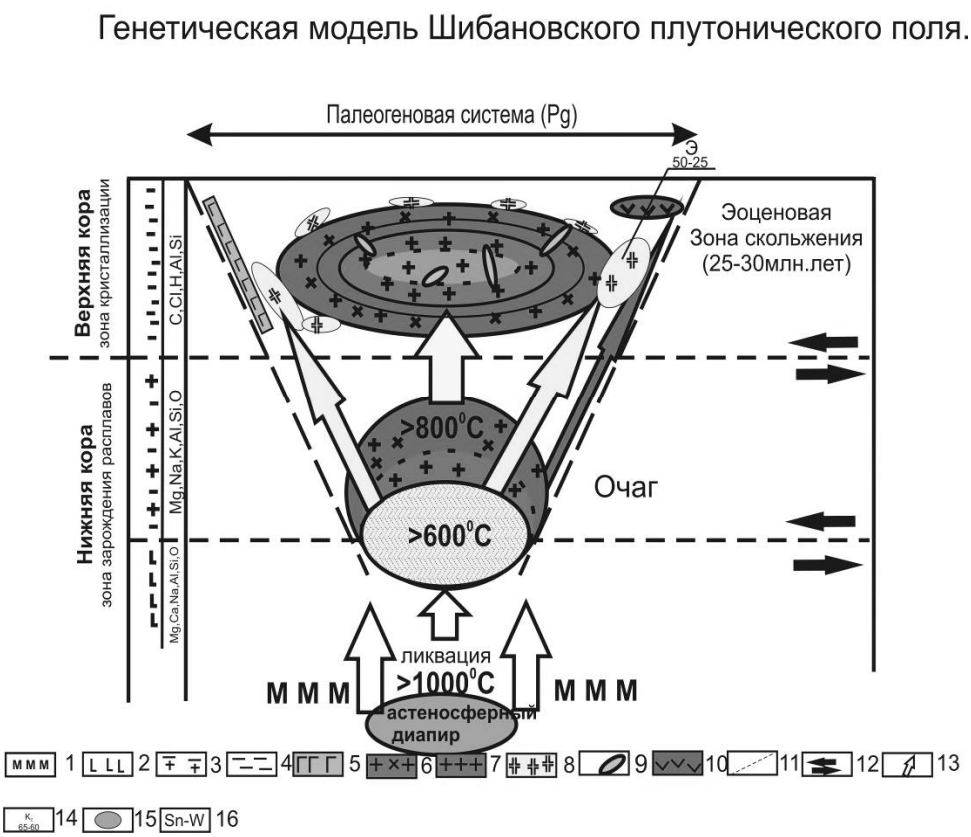


Рис. 2. Генетическая модель Шибановского плутонического поля.
1-4 слои коры: 1 – «мантия», 2 – «базальтовый», 3 – «гранодиоритовый», 4 – «осадочный»; 5-10 – магматические породы и их расплавы (интрузивные: 5 – габбро, 6 – гранодиориты, плагиограниты, 7 – граниты, 8 – щелочные сиениты, 9 – жилы аплитов, пегматитов, кварца, а также дайки кислых и основных пород; вулканические: 10 – андезитовые порфириты и дациты; 11 – глубинные разломы, 12 – направления движения в слоях коры, 13 – направления движения флюидов и расплавов, 14 – период системы и изотопный возраст (млн. лет) магматических пород, 15 – очаг, продуцирующий расплавы и редкоземельные элементы, 16 – геохимическая специализация магматических комплексов

Образование Верхне-Шибановского месторождения можно рассматривать как результат эволюции единого магматического очага, продуцирующего на разных этапах разнометалльное оруденение. В процессе кристаллизации магмы основным фактором выступает, - по крайней мере, на начальном этапе, механизм фракционной кристаллизации (выделение последовательных кристаллических фаз из порций остаточного магматического расплава). Для интерпретации более позднего периода развития применение концепции фракционирования осложняется многофакторностью процессов кристаллизационной дифференциации и термодинамических условий их протекания. Существует множество доказательств того, что фракционное протекание кристаллизационных процессов может быть вызвано взаимодействием различных механизмов дифференциации, включающих не только гравитационную сортировку кристаллов и расплава, но также ассимиляцию магмой вмещающих пород, смешение дифференциатов или кристаллизацию на фоне периодического поступления в камеру новых порций магмы. Анализ подобных моделей показывает, что интегральный химический эффект «комбинированного фракционирования» может быть неотличим от результатов простого кристаллизационного процесса, по крайней мере, в рамках аналитических неопределенностей, характерных для современных методик определения содержаний главных и примесных элементовОднако для изученных гранитов и сиенитов установлены признаки взаимодействия корового и мантийного вещества, которые подчеркиваются металлогенической специализацией гранитов и щелочных сиенитов: для гранитов характерна олово-вольфрамовая минерализация, образование пегматитов и грейзенов; на завершающей стадии деятельности очага формировались дайки щелочных сиенитов с повышенным содержанием редкоземельных элементов и, соответственно, редкоземельных минералов (чералит, брабантит, дэлиит и ксенотим).

1. Рейф Ф.Г., Бажеев Е.Д. Магматический процесс и вольфрамовое оруденение. Новосибирск: Наука, 1982. 124 с.

2. Рейф Ф.Г. Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации. М.: Наука, 1990. 181 с.
3. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных есторождений Дальнего Востока России. // Рудные месторождения континентальных окрайн. Владивосток: Дальнаука, 2000. 276 с.
4. Ханчук А.И. Геодинамика, магматизм и металлогения зон перехода континет-океан // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразовании. Материалы научной конференции, Москва, 2010. С. 169-170
5. http://dic.academic.ru/dic.nsf/enc_geolog/18241/ТЕОРИЯ.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ЭТАПОВ ФЛЮИДОПРОНИЦАЕМОСТИ ПОРОД УРАНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АНТЕЙ, ЮВ ЗАБАЙКАЛЬЕ

С.А. Устинов, В.А. Петров, В.В. Полуэктов
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия, stevesa@mail.ru

Разрывные нарушения и различные по происхождению трещины играют важнейшую роль при локализации эндогенных, но нередко и экзогенных месторождений полезных ископаемых. По системе этих разрывов происходит миграция и внедрение в прилегающий объем пород растворенных веществ в потоке флюидов под воздействием гравитации, давления и температуры.

Мелкие трещины в той или иной степени распространены во всех горных породах – осадочных, метаморфических и магматических. В большинстве случаев их залегание подчиняется определенным закономерностям. Однако чаще всего эти закономерности не могут быть установлены визуально и должны выявляться путем статистического измерения элементов залегания трещин с последующей обработкой полученных данных и сопоставления их с материалами других геологических наблюдений, в частности геологического картирования участка месторождения. При этом усилия геолога должны, наряду с решением других вопросом, направляться на выяснение генезиса мелких трещин и их роли в локализации руд [4].

Массивы кристаллических пород содержат трещины и микротрещины, которые формируют пространство, доступное для фильтрации флюидов и миграции растворенных в них веществ на различные, нередко значительные расстояния. Геометрия этого пространства оказывает влияние не только на гидравлические свойства геологической среды, но и на ее физические параметры, включая упругость и электропроводность пород. Сами трещины формируются как отклик на внешнее стрессовое воздействие, природа которого может быть разнообразной: литостатическое давление, высокое флюидное давление, тектонические силы или температурные нагрузки, а также сочетание этих факторов [2].

Свидетельства многоэтапного влияния палеопотока флюидов на вмещающую породу наиболее отчетливо фиксируются при рассмотрении пород на микроуровне, благодаря изучению микротрещин различных генераций и типов. Микротрещины в горных породах можно рассматривать как «открытые» (не заполнены вторичными минералами) и «минерализованные» (заполнены, иногда частично, вторичными минералами или «вторичными» флюидными включениями). Под «вторичными» понимаются такие включения, которые образуются в течение какого-либо процесса, имевшего место после того, как кристаллизация минерала-хозяина была, по существу, завершена [8]. Присутствие на микроуровне заполненных или частично заполненных минерализацией трещин свидетельствует о проявлении процессов фильтрации флюидов в геологическом прошлом. Очень часто вдоль этих микротрещин локализуются цепочки флюидных включений (ФВ) с газовой, жидкой и твердой фазами. ФВ образуют системы, получившие в практике структурно-геологических исследований название «планарные системы флюидных включений» (ПСФВ) [1]. Благодаря тому, что ориентировка ПСФВ определяется перестройкой поля напряжений, становится возможным использование их в качестве структурных маркеров для воссоздания хронологии палеопроницаемости пород, реконструкции геометрии путей миграции флюидов и установления динамики изменения термобарических и физико-химических условий на различных этапах деформации геологических тел [6].

На начальных этапах деформаций в породах формируются микротрещины отрыва, ориентированные перпендикулярно к оси наименьшего сжатия $\sigma 3$, а вектор их максимальной проницаемости лежит в плоскости $\sigma 1\sigma 2$, вдоль которой происходит миграция флюидов. С течением времени и в результате изменения тектонической обстановки флюидопроводящие микротрещины испытывают компрессию

и закрываются, «запечатывая» первые газо-жидкие включения. Смена тектонической обстановки приводит к новому этапу деформаций, что неизбежно отражается на ориентировке ПСФВ второй генерации, а изменение термобарических и физико-химических условий – на составе и свойствах включений. В случае нового этапа деформаций формируются ПСФВ третьей генерации и т.д. Как правило, ПСФВ каждой последующей генерации секут ПСФВ предыдущих генераций.

Кристаллографические особенности минералов практически не сказываются на ориентировке ПСФВ, поэтому их сохранность в породах, и, следовательно, возможности изучения, как правило, высоки. Это особенно характерно для кварца, который демонстрирует наиболее соотносимую с геологическим временем скорость формирования включений. В кристаллах полевых шпатов и карбонатов сохранность ПСФВ не столь высока в связи с меньшей устойчивостью этих минералов к гидротермально-метасоматическим преобразованиям, процессам выщелачивания, выветривания и т.д [7].

Хронология развития ПСФВ и их пространственные параметры (простирание, угол падения) могут устанавливаться либо с помощью классического микроструктурного анализа (столик Федорова), либо с применением оригинальной методики картирования и изучения микротрещинных структур для выявления закономерностей распределения линейных объектов (разрывов, контактов минеральных зерен, включений, шлиров и т.д.) на площади шлифа по двумерным и трехмерным цифровым изображениям с помощью специального модульного программного обеспечения [5]. Это становится возможным при отборе ориентированных в пространстве образцов, обязательным требованием при взятии которых является фиксация северного направления в течение всего времени обработки каменного материала. Кроме того, данная методика позволяет определять пористость и проницаемость для палеопотока флюидов количественным методом с помощью реконструкции геометрии первоначальной сети микротрещин, аппроксимированных как диски [7].

Состав и свойства выделенных генераций флюидных включений определяются с помощью микротермометрических измерений и Рамановской спектроскопии [8], что позволяет установить температуру, давление, соленость, содержание H_2O, CO_2, CH_4, N_2 и, таким образом, реконструировать хронологию событий, обусловленных изменением физико-химических и термобарических условий в контексте перестройки поля напряжения и смены деформационных режимов.

Восстановление ориентировки осей палеонапряжений - важнейшее звено в понимании тектонической истории региона и реконструкции путей миграции флюидов. Поэтому изучение ПСФВ на микроуровне сопровождается стресс-анализом полей напряжений на локальном и региональном уровнях.

Таким образом, флюидный поток в массивах кристаллических пород регулируется тремя основными факторами: геометрией пространства, в котором происходит течение флюида, флюидным давлением на границах этого пространства, например на стенках трещин, пор и порокапилляров, а также свойствами флюида. Сочетание методов структурной геологии и термобарогеохимии с привлечением данных по геодинамике и разрывной тектонике позволяет определить вариации термобарических и физико-химических условий рудообразования на различных этапах тектогенеза.

Подобный подход сочетания методов микроструктурного и микротермометрического анализов ПСФВ в жильном кварце для выявления геометрии путей миграции флюидов, расчета фильтрационных характеристик пород, восстановления этапов флюидопроницаемости и установления взаимосвязи между геодинамической обстановкой и P-T-t условиями рудообразования использовался нами на урановом месторождении Антей. Это жильно-штокверковое месторождение расположено в Юго-Восточном Забайкалье в пределах Стрельцовской кальдеры, сформированной в процессе позднемезозойской тектономагматической активизации региона. Месторождение локализовано в гранитном фундаменте кальдеры. Вмещающие оруденение породы представлены в основном биотитовыми и лейкократовыми гранитами, а также высоко- и низкотемпературными метасоматитами. Последние сопровождают рудоносные зоны, контролируемые системой копланарных разломов. В период тектономагматической активизации рудообразование в регионе протекало на фоне различных геодинамических обстановок – от сжатия (J_3) до растяжения (K_1).

Ориентированные образцы отбирались по профилям на гипсометрических уровнях 9-го, 11-го и 13-го горизонтов месторождения на глубинах от поверхности ~550, 670 и 790 м соответственно. Для понимания процесса фильтрации флюидов и миграции растворенных в них рудных веществ, развития рудной тектоники, этапности ее формирования и значения микронарушений для формирования рудных

скоплений, необходимо, чтобы образцы представляли все зоны рудовмещающего разлома: центральную часть (ядро), зону его динамического воздействия и вмещающую породу (протолит). Также целесообразно сравнить параметры микротрещиноватости в лежачем и висячем боках разлома. Далее по ориентированным образцам изготавливались ориентированные петрографические шлифы, которые анализировались с помощью описанного выше подхода.

Кроме того, так как главным рудным компонентом месторождения Антей является уран, то помимо изучения распределения и ориентировки ПСФВ, расчета фильтрационных характеристик различных систем микротрещин средствами микроструктурного анализа и микротермометрии, был применен достаточно эффективный метод реконструкции особенностей фильтрации флюидов в прошедшие геологические эпохи – осколковая радиография (f-радиография) прозрачно-полированных шлифов [3]. В качестве детектора применялась лавсановая пленка. Шлиф и лавсан помещаются в реактор и облучаются потоком медленных нейтронов. В результате этого удается установить характер распределения урана на микроуровне, а также рассчитать его концентрации в минеральных фазах, микротрещинах, порах и т. д. Анализировались те же ориентированные шлифы, что и для микроструктурного анализа. Это позволило определить пространственное распределение урановых концентраций, их приуроченность к уже выявленным системам и типам микротрещин и другим микроструктурам, а также выделить различные этапы рудообразования.

Сравнительная характеристика ориентировки открытых микротрещин, планарных систем флюидных включений и линейных распределений урановых концентраций осуществлялась за счет построения роз-диаграмм. Это позволило определить пространственные параметры выбранных линейных объектов и подтвердить представления о многостадийности развития внутрирудных тектонических процессов.

Из проделанной работы можно сделать следующие выводы:

1. Изучение открытых микротрещин и планарных систем флюидных включений с точки зрения тектоники с пространственной привязкой образцов, позволяет в пространственно-временном контексте реконструировать направления и условия движения палеопотоков флюидов, выделять различные системы и типы микротрещин.
2. В результате микроструктурного анализа распределения ПСФВ в ориентированных шлифах можно сделать вывод, что на месторождении Антей планарные системы флюидных включений изменяют свою ориентировку с север-северо-восточной на восток-северо-восточную на вертикальном интервале от 9-го до 11-го горизонта. Это может являться еще одним подтверждением доказанного ранними исследованиями факта, что на данном интервале происходит переориентировка оси горизонтального сжатия примерно на 30 градусов.
3. Урановорудный процесс на месторождении Антей протекал на фоне нескольких стадий внутрирудных тектонических процессов, о чем свидетельствует приуроченность рудных скоплений к различным по возрасту и генезису системам трещин. Кроме того, определение динамики изменения поля напряжений методами стресс-анализа в сочетании с изучением ориентированных в пространстве шлифов позволяет не только реконструировать пути движения урановосных растворов, но и оценить концентрации урана для каждой стадии деформационных преобразований пород.
4. Было доказано, что заполненные вторичными флюидными включениями микротрещины позволяют получать достаточную информацию для сравнительного анализа физико-химических условий образования урановорудных объектов, этапности формирования внутрирудной тектоники, определения значений палеонапряжений, путей миграции флюидов на различных этапах тектонического развития флюидно-магматических систем.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 12-05-00504).

1. Петров В.А. Тектонофизические и структурно-петрофизические индикаторы процессов миграции флюидов в разломных зонах и методы их изучения. Современная тектонофизика: Методы и результаты. В 2-х т. Т. 2: Лекции. М.: ИФЗ РАН, 2011. С. 94-108
2. Петров В.А. Полуэктов В.В., Насимов Р.М., Щукин С.И., Хаммер Й. Природные и техногенные изменения напряженно-деформированного состояния пород на урановом месторождении в гранитах // Физика Земли, 2009, № 11. С. 86-93
3. Петров В.А., Устинов С.А., Полуэктов В.В. Реконструкция внутрирудной тектоники на урановом месторождении Антей: сочетание микроструктурного и радиографического анализов / Материалы конференции

двенадцатой международной конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». Москва: ИГЕМ РАН, 2011. С. 249-252.
4. Старостин В.И., Дергачев А.Л., Хркович К. Структурно-петрофизический анализ месторождений полезных ископаемых: Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1994. С. 4-21
5. Устинов С.А., Петров В.А. Метод картирования и определения фильтрационных параметров систем микротрещин в горных породах на основе применения ГИС-технологий // Сб. тезисов II Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов. СПб: ВСЕГЕИ, 2011. С. 40-45
6. Lespinasse M. What is the useful of fluid inclusion planes in structural geology? // J. Struct. Geol., 1999, № 21. P. 1237-1243
7. Lespinasse M., Desindes L., Fratczak P., Petrov V. Microfissural mapping of natural cracks in rocks: Implications for fluid transfers quantification in the crust // J. Chemical Geology, 2005, № 223. P. 170–178.
8. Roedder E. Fluid Inclusions // Reviews in Mineralogy, 1984, № 12. 644 p.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГРАНАТОВ КАМЕНСКО-ЧЕРНОВСКОГО ПЕГМАТИТОВОГО ПОЛЯ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Р.А. Филенко

Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, filrom@yandex.ru

Гранат, как типичный минерал для различных формаций пегматитов, является весьма информативным объектом, позволяющим проследить изменение физико-химических условий минералообразования в пегматитовом процессе, а так же проводить типизацию самих пегматитов. По химическому составу и содержанию элементов-примесей в гранатах можно судить о продуктивности пегматитовых жил на редкие элементы. Например, для гранатов из гранитных пегматитов выявлен единый ряд возрастания доли MnO от мусковитовых к редкометалльным [6]. Содержания редких земель в гранатах, наоборот, закономерно понижаются от ранних генераций к поздним, а также при переходе от мусковитовой формации к редкометалльно-мусковитовой [4]. Но это правило работает не всегда, как отмечают в [4] связывая это с многообразием условий образования конкретных месторождений.

Нами предпринята попытка исследовать типохимизм гранатов из гранитных пегматитов Каменско-Черновского поля и на основании полученных результатов сделать вывод о формационной принадлежности рассматриваемых пегматитовых тел, а также оценить их потенциальную рудоносность. Остаются также открытыми и спорными вопросы о времени образования и магматическом источнике пегматитов Каменско-Черновского поля.

Зерна и кристаллы гранатов выделялись из штуфных проб и их протолочек, отобранных из различных текстурно-минеральных типов жил по всему пегматитовому полю. Мономинеральные фракции далее подвергались различным видам анализа. Для микрозондового анализа изготавливался искусственный аншлиф в виде эпоксидной матрицы.

Электронно-зондовый микроанализ проведен в ГИН СО РАН на приборе МАР-3 (аналитик С.В. Канакин.). Получены аналитические данные по 21 точке измерений. Примеси в гранатах изучались рентгенфлуоресцентным (ГИН СО РАН, аналитики Б.Ж. Жалсараев, Ж.Ш. Ринчинова) и ICP-MS (лаб. SGS, г. Чита) анализами. Рентгеноструктурный и химический анализы выполнялись в АЦ ИЗК СО РАН (аналитики З.Ф. Ущаповская и Л.Н. Матвеева).

Пересчет на миналы, построение графиков, а также вынос химических составов гранатов на классификационную диаграмму производились с помощью компьютерной программы PetroExplorer версии 2.4.0.0 (автор Е.В. Кориневский, ИМин УрО РАН) [3].

Пегматитовое поле расположено в 30 км к северо-западу от г. Чита. Максимальная концентрация пегматитов находится в пределах бассейнов ручьев Каменка и Черновка, дренирующих юго-восточные отроги Яблонового хребта (рис.1). В геологическом строении этого района преобладают структуры линейно-линзовидной формы северо-восточного простирания: позднепалеозойские и раннемезозойские вулканоплутонические пояса, осложненные пологими разновозрастными зонами выдвиго-надвигового характера.

Само пегматитовое поле локализовано в протерозойском метаморфическом комплексе представленном кристаллическими сланцами, кварцитовидными песчаниками, иногда переходящими в кварциты, роговообманковыми, биотитовыми и инъекционными гнейсами, амфиболитами. Он, в свою очередь,

прорывается палеозойскими гнейсогранитами и более молодыми гранитами яблонового комплекса, массив которого находится в среднем течении ручьев Кадалинка и Жерейка. Мелкие дайки гранитов и гранит-аплитов этого комплекса выходят также на водоразделе Черновка-Каменка.

Исходя из минерального состава и текстурно-парагенетических признаков, все пегматиты Каменско-Черновского поля можно разделить на четыре типа: графические, апографические, блоковые и альбитизированные.

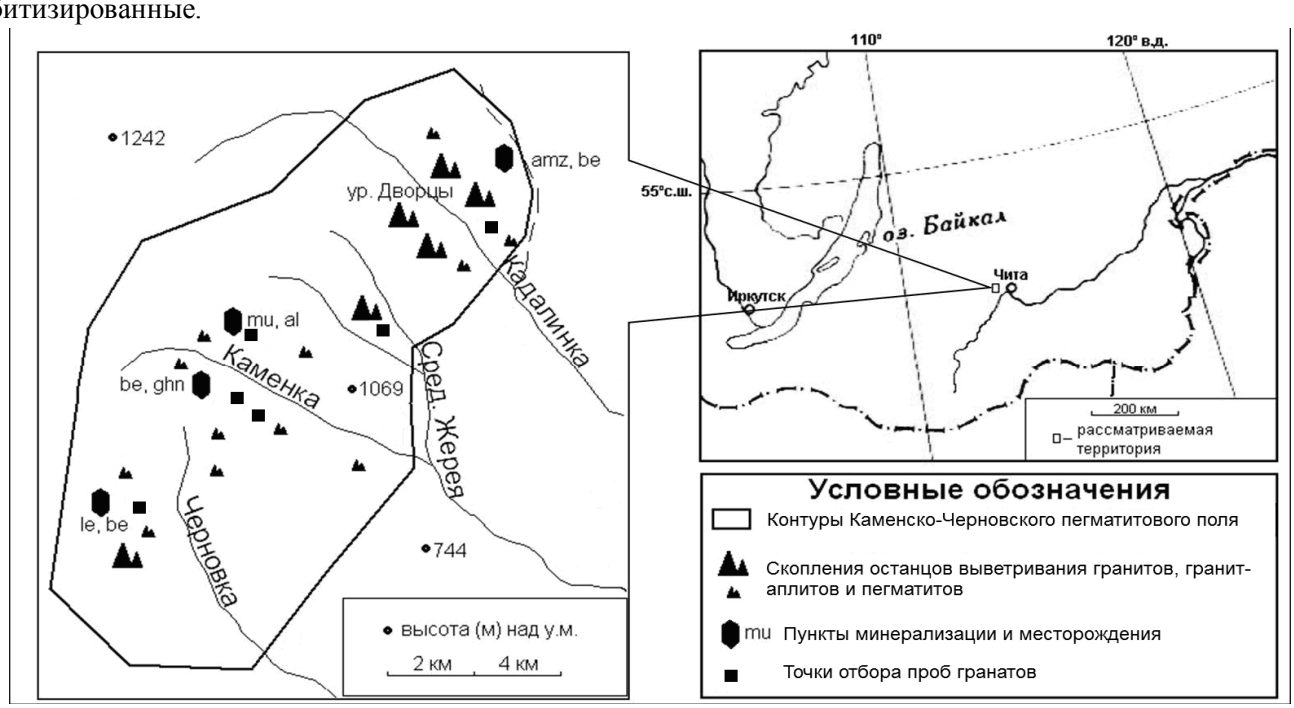


Рис. 1. Карта-схема района Каменско-Черновского пегматитового поля

Блоковые пегматиты обычно имеют крупногигантокристаллическую структуру. Особенно мощная блоковая зона пегматитов проявлена на Каменско-Черновском месторождении мусковита. Здесь жильные и штокообразные тела пегматитов в метаморфических породах, представленных амфиболовыми гнейсами, имеют мощность 1–50 м при протяженности по простиранию до 100–500 м. Пегматиты хорошо дифференцированы: выделяются аплитовая, графическая, апографическая и блоковая зоны. Мусковит и берилл, в виде крупных кристаллов, приурочены, в основном, к блоковой зоне, тяготеющей к кварцевым ядрам.

С большими выделениями мусковита (до 1 м) ассоциирует берилл, альбит, микроклин, гранат, цинковая шпинель – ганит, магнетит и продукты его изменения. Как отмечается в [5] «кристаллы мусковита имеют форму удлиненной полусферы с сечением близким к сферическому ромбу» (с. 53). Для него характерно также зональное строение, которое выражено не ритмичным чередованием рядов кристаллов граната, находящегося часто в срастании с сине-зеленым ганитом и магнетитом и полос мусковита [5].

Гранат в пегматите обилен, особенно на контакте микроклина и мусковита. Вкрапления гранатов встречаются также в кварце, альбите, микроклине в виде отдельных зерен, цепочек или плеяд. Цвет кристаллов от красно-бурого до оранжево-красного. Форма кристаллов – тетрагонтриоктаэдр (211), иногда встречаются угнетенные грани (110). Некоторые кристаллы прозрачны и имеют вицинальную штриховку.

Прозрачные кристаллы без трещиноватости, как правило, не большого размера (до 3 мм) по сравнению с крупными (до 10 мм) непрозрачными или имеющими отдельные просвечивающие зоны кристаллами.

Рентгенометрические данные анализа гранатов, отобранных на Каменско-Черновском месторождении мусковита, показали принадлежность их альмандин-спесссартиновому ряду. Главные линии на рентгенограмме d/n(A): 1.075; 1.604; 1.547; 1.262; 2.89; 2.59. Химический анализ тех же кристаллов граната показал, что их состав подтверждает результаты РСА и соответствует железисто-марганцевому глиноземистому виду в изоморфном ряду альмандин-спессартин (масс.%): SiO_2 38.09; Al_2O_3 19.90; Fe_2O_3 < 0.10; FeO 18.96; MnO 21.35.

Данные микрозондового анализа также подтвердили принадлежность гранатов к группе пиральспитов. По химическому составу все гранаты Каменско-Черновского пегматитового поля можно

условно разделить на две группы, в каждой из которых преобладают альмандиновый или спесартиновый миналы. Причем, доля MnO в спессартине в 1,6 раза больше, чем FeO, а в альмандине это соотношение составляет всего 0,9. Спессартиновые гранаты являются более титанистыми по сравнению с гранатами, где преобладает альмандиновый минал (см. табл. 1). Содержание кальция в магнезиальных гранатах в среднем также больше, чем в железистых, но эта закономерность не так четко проявляется в отдельных проанализированных зернах гранатов.

Все гранаты с мусковитового месторождения по составу относятся к альмандин-спессартиновой группе, тогда как гранаты, отобранные в разных частях пегматитового поля из аплитовых, графических и апографических зон, отвечают спесартин-альмандиновой разности.

Таблица 1.

Некоторые статистические параметры по химическому составу гранатов Каменско-Черновского пегматитового поля.

Компонент/ параметр	SiO_2	Al_2O_3	FeO (общ.)	MnO	MgO	CaO	TiO_2
$\bar{x}$	36,23 /36,31	19,96 /19,59	21,71 /15,60	20,56 /25,73	0,46 /0,51	0,72 /1,54	0,06 /0,18
min	35,86 /36,10	19,53 /18,55	20,51 /12,72	19,45 /23,38	0,34 /0,36	0,49 /0,32	0,02/ 0,12
max	36,57 /36,54	20,50 /20,26	22,72 /18,70	21,89 /26,96	0,61/ 0,62	0,90 /3,92	0,08 /0,29
σ	0,19 /0,15	0,50 /0,57	3,39 /2,11	2,80 /1,29	0,09 /0,10	1,08 /1,44	0,07 /0,05

Примечание. Содержание компонента (масс.%) в числителе для альмандиновых, в знаменателе для спессартиновых гранатов.

Цвет гранатов также варьирует в зависимости от химического состава. Альмандиновые разности имеют темно-красный до бурого цвет, тогда как спессартиновые гранаты окрашены в малиновые и оранжевые тона.

По элементам-примесям гранаты специализированны (в порядке убывания) на Y, Zn, Sn, Zr и Cd. Причем их содержания колеблются от первых десятков до первых сотен г/т.

Средние данные по составам изученных гранатов нанесены на диаграмму Н.В. Соболева. На представленной диаграмме (рис. 2) большинство образцов попадает в поле пород амфиболитовой фации, для которой характерны, как отмечается в [1], роговая обманка, плагиоклаз и альмандин.

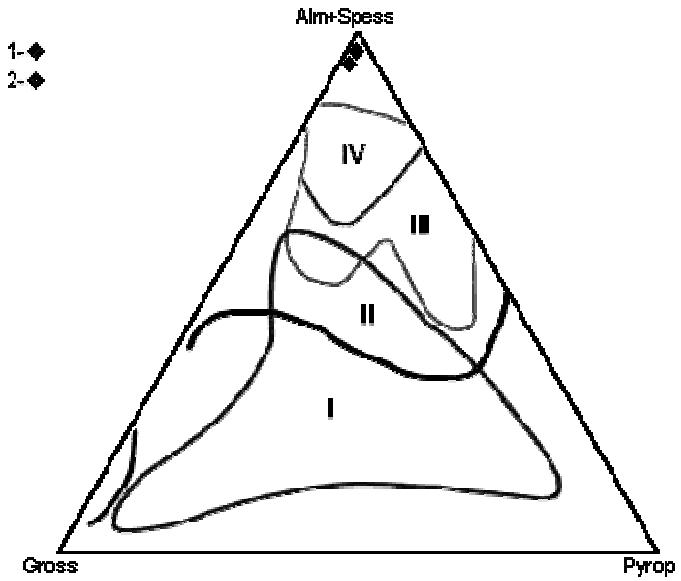


Рис. 2. Средние составы альмандиновых (1) и спессартиновых (2) гранатов Каменско-Черновского пегматитового поля на диаграмме фациальной принадлежности гарантов по Н.В. Соболеву.

Фации: I – эклогитовая, II – гранулитовая (вместе с фациями кианитовых гнейсов и сланцев), III – амфиболитовая, IV – эпидот-амфиболитовая.

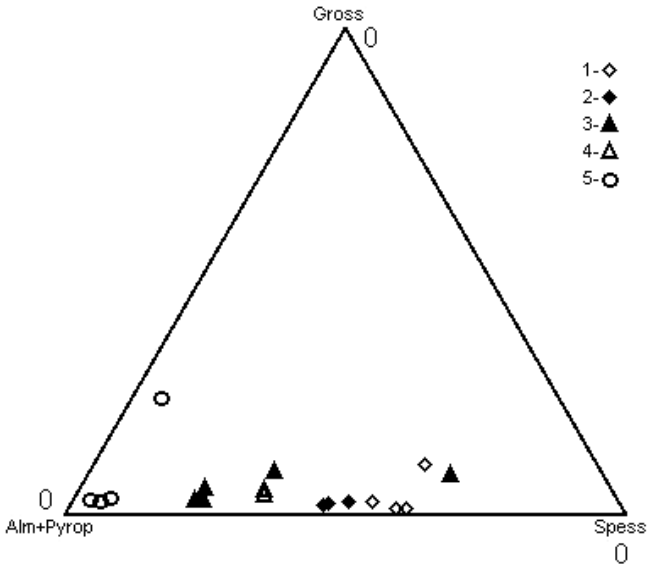


Рис. 3. Диаграмма амльмандин+пироп (Alm+Pyrop) – спессартин (Spess) – гроссуляр (Gross) для гранатов из: 1 – пегматитов Каменско-Черновского мусковитового месторождения, 2 – графических и апографических пегматитов Каменско-Черновского поля, 3 – мусковитовых пегматитов Мамского, Беломорского, Хамардабанского, Бихарского, Неллурского пегматитовых поясов [4], 4 – редкометалльно-мусковитовых пегматитов Беломорского и Неллурского пегматитовых поясов [4], 5 – высокоглиноземистых гнейсов Кольской сверхглубокой скважины и Сев. Приладожья [2].

Результаты анализов гранатов Каменско-Черновсого пегматитового поля были сопоставлены с опубликованными данными [2, 4], где рассматриваются гранаты из слюдоносных и редкометально-мусковитовых пегматитов, а также высокоглиноземистых гнейсов Кольского полуострова. На диаграмме (рис. 3) видно, что пегматиты занимают промежуточное положение между формацией мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитов.

Таким образом, установлено, что по химическому составу гранаты из гранитных пегматитов Каменско-Черновского пегматитового поля делятся на две генерации, характеризующие стадии пегматитового процесса. В первую формировался гранат с преобладанием альмандиновой молекулы-минала, во вторую преобладает спессартиновая молекула-минал. По химическому составу и характерным примесям гранатов пегматиты отвечают редкометалльно-мусковитовой формации.

Автор благодарит сотрудников ГИН СО РАН О.К. Смирнову и С.В. Канакина за ценные консультации при подготовке препаратов минералов к микрозондовому анализу.

1. Барабанов В.Ф. Геохимия: Учебник для вузов. Л.: Недра, 1985. 423 с.
2. Гордиенко В. В., Симоненко К. В., Мацюк С. С., Сахаров А. Н . , Гордиенко Вл. Вл., Яковлева А. К. О природе малиновой окраски гранатов пироп-альмандинового ряда из высокоглиноземистых гнейсов // Записки РМО, 2009, Вып.1, ч. 138. С. 105-108.
3. Кориневский Е.В. Компьютерный инструментарий геолога. Петрохимические программы // Материалы VI Всероссийского совещания «Минералогия Урала – 2011». Сборник научных статей. Миасс-Екатеринбург: УрО РАН, 2011. С. 215-220.
4. Слюдоносные пегматиты. Макрыгина В.А., Макагон В.М., Загорский В.Е., Шмакин Б.М. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990, Гранитные пегматиты: В 5 т., Т.1. 233 с.
5. Юргенсон Г.А. Ювелирные и поделочные камни Забайкалья. Новосибирск: Наука, 2001. 390 с.
6. Юргенсон Г.А., Савкевич С.С. О возможности использования форм кристаллов граната альмандин-спессартинового ряда при поисках пегматитовых тел // Записки ВМО, 1989, Вып. 6, ч. 118. С.117-119.

ЙОКО-ДОВЫРЕНСКИЙ РАССЛОЕННЫЙ ИНТРУЗИВ: УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ В КРАЕВОЙ ЧАСТИ МАГМАТИЧЕСКОЙ КАМЕРЫ

И.С. Фомин, А.А. Арискин, Г.С. Николаев
ГЕОХИ РАН, fomin@web.ru

Йоко-Довыренский интрузивный комплекс расположен в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы. Массив сложен расслоенным комплексом ультраосновных и основных пород; в нём обнаружены различные типы магматической сульфидной минерализации, а также рифы малосульфидной PGE-минерализации. Несмотря на докембрийский возраст, породы комплекса практически не изменены, что даёт возможность для их эффективного петрологического изучения. Уникальной особенностью комплекса является то, что в ходе более поздних тектонических процессов он был «положен на бок», так что на современной дневной поверхности обнажены породы от подошвы до кровли (по [1]).

В работе [1] были установлены общие для всего массива условия кристаллизации (температура кристаллизации до 1200-1300°C, давление 0.5-1 кбар). Оценка фугитивности кислорода была сделана в [3] для центральной части массива. Согласно этой работе, для дунитов *lg fO2* был на уровне NNO+1, для хромититов – на уровне *lg fO2* QFM-1. Поскольку в дунитах отсутствует магнетит, можно предположить, что оценки являются несколько завышенными и отвечают условиям магматической системы на поздней стадии.

Задачей настоящей работы было уточнение условий кристаллизации и установление фугитивности кислорода в расплаве на начальных стадиях эволюции магматической системы. Для этого был выбран профиль от подошвы до кровли интрузива в его юго-западном замыкании (профиль «Йоко»). Такой выбор обусловлен тем, что центральные части содержат большое количество ксенолитов вмещающих пород, что будет влиять на измеренные температуры и летучести.

Изученные в работе породы являются дунитами, лерцолитами, троктолитами, пироксеновыми троктолитами. Вверху разреза появляются габброиды. Практически все они на основе структурно-текстурных признаков могут быть отнесены к кумулятам. Вторичные изменения в них практически не проявлены. Для исследования выбирались зёрна оливина (#Mg = 80?86) с включениям хромшпинелидов (алюмо- и феррихромиты). Измерения химического состава были проведены на микроанализаторе Cameca SX-100 в UTAS.

Для измерения фугитивности использовался модифицированный геофугометр Баллхауса [2]. Так как fO_2 сильно зависит от температуры системы, первой стадией расчётов был расчёт температуры равновесия оливин-шпинель. Была использована оценка, основанная на эмпирическом уравнении, калиброванного по выборке экспериментов из базы данных Inforex для сходных систем. Оценка температуры со средним отклонением в 15?C даётся полиномом

$$1000/T = -0.1264 \cdot X_{Mg}^{Sp} / X_{Mg}^{Ol} - 0.1924 \cdot X_{Mg}^{Sp} + 0.1252 \cdot X_{Al}^{Sp} + 0.7777.$$

Это позволило рассчитать значения температуры в интервале 1016?1096°C, среднее 1070°C, что соответствует условиям закрытия системы оливин-шпинель. Результаты расчёта летучестей кислорода по уравнению из [2] по этим же парам минералов при установленных температурах представлены на (рис. 1).

На основе полученных данных был построен профиль значений фугитивности по разрезу (рис. 2). В целом, практически все значения укладываются в диапазон QFM-2?QFM-3. Отмечено понижение значений *lg fO2* до QFM-5 в нижней части разреза (интервал 100?200 м от подошвы интрузива), что коррелирует с присутствием горизонта сульфидных фаз. Существенно более высокое значение *lg fO2* на уровне QFM может быть связано с нарушением системы в ходе наложенных процессов.

Таким образом, нами установлено, что в юго-западной краевой части Йоко-Довыренского интрузива температуры закрытия систем хромшпинелид-оливин соответствуют ~1070°C, а значения фугитивности соответствуют QFM-2?QFM-3. Резко пониженные значения фугитивности на интервале 100?200 м от подошвы интрузива, равно как и резко повышенные значения кислородного потенциала в верхней части разреза нуждается в дальнейшем изучении.

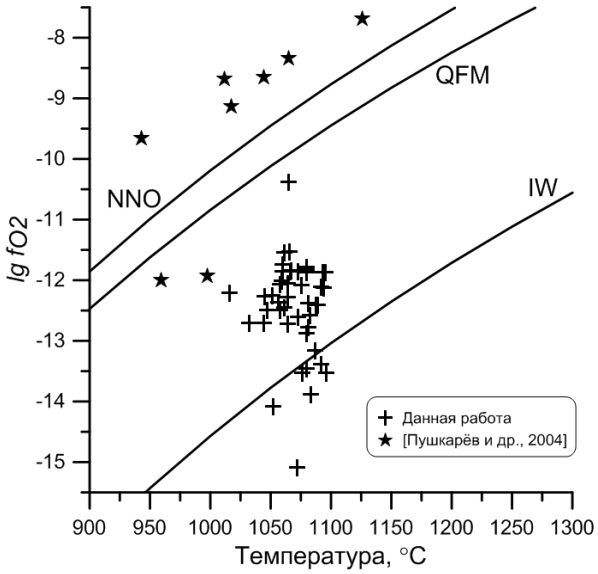


Рис. 1. Значения температуры и фугитивности, полученные в настоящей работе, и данные, полученные в [3].

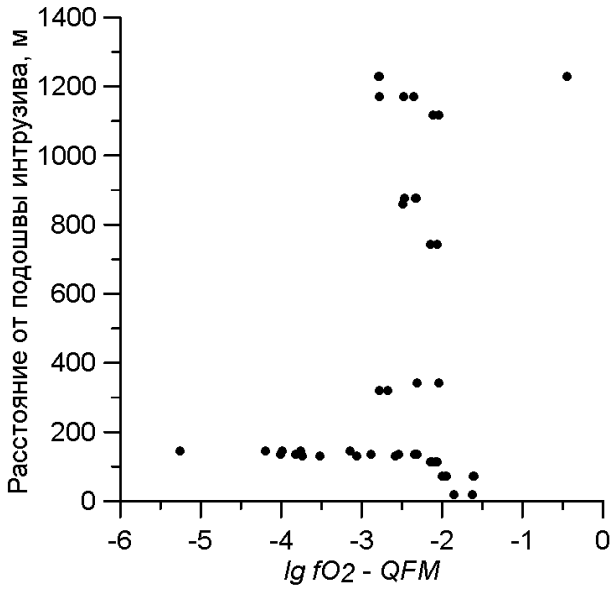


Рис. 2. Профиль по фугитивности кислорода краевой части Йоко-Довыренского интрузива.

Выполнено при финансовой поддержке РФФИ (грант № 11-05-00268)

1. Арискин А.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В. Довыренский интрузивный комплекс: проблемы петрологии и сульфидно-никелевой минерализации // Геохимия, 2009, 5, 451-480.
2. Николаев Г.С., Арискин А.А., Бармина Г.С. Тестирование и перекалибровка оливин-шпинелевого fO2-геобарометра Баллхауса // Тезисы докладов ЕСЭМПГ-2012,Москва, стр. 67-68.
3. Пушкарёв Е.В., Вотяков С.Л., Чащухин И.С., Кислов Е.В. Оливин-хромшпинелидная окситермобарометрия ультрамафитов Йоко-Довыренского расслоенного массива.

ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АПАТИТА ИЗ ПОРОД И РУД ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Е.В. Ходырева, А.В. Патрахина, Г.С. Рипп
Геологический институт СО РАН, Улан- Удэ, Россия

Апатит относится к одному из индикаторных минералов, используемых при оценке происхождения пород, их генетической связи и расшифровке условий их образования. Наибольшая часть известных публикаций по этому минералу содержит информацию о концентрации в них примесных и не-

которых главных элементов. Они используются в качестве индикаторных признаков. [Hogarth, 1989; Васильева, 1968; Belousova et al., 2002]. Исследования изотопных характеристик апатита не столь многочисленны и пока еще не систематизированы. К числу таких работ может быть отнесено исследование (Киселева, 2003), посвященное изучению изотопного состава стронция в апатитах медно-молибденовых месторождений России и Монголии.

В процессе работ по планам НИР Геологического института СО РАН нами проводится изучение геохимических и в том числе изотопных особенностей большой группы сквозных минералов, включая апатит. К настоящему времени предварительные результаты получены для проявлений карбонатитов Северного Забайкалья (Пограничное, Веселое) и Юго-Западного Забайкалья (Халютинское, Торейское), массивов габброидов (Ошурковское, Телегинское) и апатит-магнетитовых руд Еравнинского рудного поля (Гурвунурское и Северо-Гурвунурское месторождения).

Они включают анализ изотопных составов кислорода, стронция и неодима.

Изотопный состав кислорода определен в Аналитическом центре ДВНЦ РАН на масс-спектрометре Finigan MAT 253. Отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ определены в Геологическом институте СО РАН на масс-спектрометре МИ –1201Т (аналитик В.Ф.Посохов), а значения $^{143}Nd/^{144}Nd$ – в ИГГД РАН (Санкт-Петербург).

КАРБОНАТИТЫ

Изучены карбонатиты Северного и Юго-Западного Забайкалья. Первые (Пограничное, Веселое) представлены существенно дайковыми телами мощностью от нескольких до 100 м, имеют возраст 600-645 млн. лет. Это доломитовые породы, содержащие повышенные количества апатита, образовавшегося на начальном этапе кристаллизации. Типоморфным минералом карбонатитов является магнетит. Породы подверглись метаморфизму на уровне фации зеленых сланцев.

Карбонатиты Юго-Западного Забайкалья связаны с этапом позднемезозойского внутриплитного рифтогенеза. Это существенно кальцитовые породы. Повышенные содержания апатита (обычно до 0,5-1 масс.% P_2O_5) присутствуют в карбонатитах Халютинского и Торейского участков. На первом из них карбонатиты слагают дайки и плитообразные тела мощностью до нескольких десятков метров. Апатит в виде агрегатов тонкоигольчатых кристаллов слагает небольшие линзы или рассеян в карбонатной матрице. Типоморфными минералами карбонатитов являются барито-целестин и магнетит.

На Торейском проявлении, сложенном жилой кальцитового карбонатита мощностью до 1 метра, апатит представлен крупными (до первых сантиметов) призматическими кристаллами, ориентированными конформно простиранию жилы.

ГАББРОИДЫ

Изучены апатиты из Ошурковского и Телегинского базитовых массивов. Первый из них сложен диопсидовым габбро и монцогаббро с подчиненным количеством сиенитов. Апатит в них образовался в основном на магматическом этапе, относительно равномерно распределен в агрегате сложенном гастингистом , пироксеном, биотитом и плагиоклазом. Содержание апатита в этих породах варьирует обычно в интервале 5-9 объемных процентов. Крупные мономинеральные выделения апатита встречаются в габбро-пегматитах и шлирах ликвационного происхождения.

В породах Телегинского массива, сложенного пироксенитами и пироксен-амфиболовыми габбро, содержание апатита существенно меньше. Апатит в них слагает рассеяную вкрапленность, шлировые и гнездообразные скопления.

АПАТИТ-МАГНЕТИТОВЫЕ РУДЫ

Месторождения Гурвунур и Северный Гурвунур расположены в Еравнинском рудном районе (Западное Забайкалье).

Гурвунурское месторождение представлено несколькими крутопадающими телами существенно магнетитовых руд мощностью от 4 до 24 м и протяженностью 300-1600 м, залегающими в толще переслаивающихся эффузивов, туфов, туффитов с небольшим количеством карбонатных пород. В рудах в подчиненных количествах присутствует гематит, в том числе образовавшийся по магнетиту. Наиболее распростарнены кварц-магнетитовые руды, на долю которых приходится около 75 %, меньший процент составляют пироквен-апатит-магнетитовые и редко встречающиеся кальцит-магнетитовые руды. Апатит в рудах распределен неравномерно, он образует вкрапленность и гнездообразные скопления (в среднем

около 0,6 масс.% P_2O_5). В числе нерудных минералов широко представлены кальцит, актинолит, алланит, а в апатите эмульсионные выделения монацита.

Площадь месторождения Северный Гурвунур сложена осадочно-вулканогенными породами. Его руды представлены не выходящим на поверхность плитообразным телом, вскрытым скважиной среди туфов и эффузивов на глубине 320 м и имеющим более 250 м стволовой мощности. Запасы железных руд оцениваются как наиболее крупные в Озернинском узле (около 300 млн.т.). Руды сложены в основном магнетитом и апатитом. В качестве второстепенных присутствуют гематит, карбонаты (доломит, сидерит, кальцит), пирит, хлорит. Из нерудных минералов установлены плагиоклаз, хлорит, амфибол, гранат, а среди акцессорных - монацит, ксенотим. В рудах проявлены вторичные изменения, такие как гематитизация, пиритизация и карбонатизация, в брекчиевых рудах обломки вмещающих пород подверглись хлоритизации и амфиболизации. Типоморфным минералом руд является фтор-апатит, слагающий хорошо образованные кристаллы и зерна размером до 2-3см, придающие руде порфировую структуру. Содержание его обычно варьирует в пределах 3-5%, иногда достигает 25% объема руд. Зерна апатита имеют зональное строение, обусловленное вариациями содержаний стронция (от 0,6 до 1% масс SrO), обогащающим краевые части.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Результаты изотопных исследований апатитов приведены в таблице 1.

Таблица 1.

Изотопные составы стронция, кислорода и неодима в апатитах из пород Западного Забайкалья.

NN пробы	Название месторождения/массива	Название породы	δ^{18} O ‰	^{87}Sr/^{86}Sr	ε Nd (t)
Карбонатиты Северного Прибайкалья					
Сыр-5	Пограничное	карбонатит	5,1	0,70373	
Сыр-1	То же	То же	3,8	0,70965	1,89
Вес.5	Веселый	карбонатит	5,3	0,703373	
В-3 (14/04)	То же	То же	5,4	0,70386	1,51
Карбонатиты Юго-Западного Забайкалья					
Хал. 1 в/09	Халютинское	карбонатит	7,2	0,70576	- 3,89
Хал. 8	То же	То же	6,4	0,70555	
Хал 3	-“-	-“-	5,8		
31/06	-“-	-“-	5,4		
19/96	-“-	-“-			
Т-1	Торейское	карбонатит	4,6	0,70471	2,24
Т-3	То же	То же		0,70493	
Массивы габброидов					
Ош-4/09	Ошурковский	Габбро	6,2		
П-19-2	То же	То же	4,4		
Ош-2	-“-	габбро	4,0	0,70516	-0,18
Ош-1/09	-“-	То же	5,1		
Ош-1	-“-	Габбро-пегматит	5,2		
Ош-5/09	-“-	То же	5,3		
Ош-6/08	-“-	Пироксен-апатит-кальцитовая порода	4.6		
Ош-7/08	-“-	То же	4,8		
Тел.-1	Телегинский	габбро	6,8		
Апатит-магнетитовые руды					
Гурв-5	Гурвунурское	руда	7,4		
С-Гурв-5	Северно-Гурвунурское	То же	7,5		
Метоморфизованые апатит-карбонатные породы					
М-6	Мойготское	Апатит-диопсидовая	16,8		

Изотопный состав кислорода всех изученных пород в целом характеризуется относительной гомогенностью и близок к значениям мантийного источника. В апатите из карбонатитов Северного Забайкалья он несколько тяжелее, чем в породах Юго-Западного Забайкалья. Величины $\delta^{18}O$ в монцогаббро,

габбро-пегматитах и пироксен-апатитовой породе Ошурковского плутона в целом мало отличаются, варьируя в узком интервале значений. Анализ апатита из пород Телегинского массива свидетельствует о заметно более тяжелом составе кислорода. В апатите из магнетитовых руд кислород изотопно тяжелее. Еще более тяжелым составом (16,8 ‰ $\delta^{18}O$) характеризуется апатит из метаморфизованных фосфатных осадков Мойготского проявления (Восточный Саян).

Наименьшая величина изотопных стронциевых отношений установлена в апатите из карбонатитов Северного Забайкалья. Заметно выше они в карбонатитах Юго-Западного Забайкалья и Ошурковском базитовом плутоне, а наиболее высокие в магнетитовых рудах Гурвунурского месторождения. Различия источников изученных геологических образований наиболее отчетливо фиксируются по величине εNd_t апатитов.

1. Васильева З.В. Минералогические особенности и химический состав апатита. Апатиты, М.: Наука, 1968. С. 31-56.
2. E.A. Belousova, W.L. Griffin, Suzanne Y. O.'Reilly, N.I. Fisher. Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element composition and their relationship to host rock type. // Journal of Geochemical Exploration, 76 (2002). С. 45-69.
3. Киселева В.Ю. Изотопный состав стронция акцессорных апатитов и титанитов как показатель истояника вещества Cu-Mo-порфировых месторождений. // Автореф. канд. дис., 2003.
4. Hogarth D.D., Pyrochlore, apatite and amphibole: distinctive minerals in carbonatite. // Carbonatites, genesis and evolution, edited by Keith Bell, London, 1989. P. 105-148.

ЗАЩИТА ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ ИНЖЕНЕРНЫМИ МЕТОДАМИ НА ПРИМЕРЕ ФОРМИРОВАНИЯ ОТВАЛА ОКИСЛЕННЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОЗЕРНОЕ

М.Б. Цыренова

Санкт-Петербургский государственный горный университет, Санкт-Петербург, Россия, ritac90@mail.ru

В настоящее время деятельность по разработке месторождений полезных ископаемых является основным источником образования твердых промышленных отходов. Доминирующим методом обращения с отходами горнодобывающего комплекса, содержащими значительное количество сульфидов металлов, является их наземное складирование, что определяет загрязнение и нарушение компонентов природной среды в районах расположения данных предприятий. Примером формирования техногенной нагрузки на окружающую среду могут служить окисленные руды месторождения полиметаллических руд Озерное, которые предполагается складировать на территории предприятия.

Рассматриваемый объект представляет собой крупное (второе по запасам цинка в России после Холоднинского в Северо-Байкальском районе Республики Бурятия и восьмое – в мире) колчеданно-полиметаллическое месторождение. Лицензия на добычу свинцово-цинковых руд на месторождении получена в 2005 году ООО «Техпроминвест», образовано ОАО «Озерный горно-обогатительный комбинат». Планируется добывать от 1 (первая очередь) до 8 млн. т. (проектная мощность) руды в год.

Район Озерного ГОКа приурочен к южной части Витимского плоскогорья, основными орографическими элементами являются Еравнинская и Зазинская впадины и разделяющий их Заза-Еравнинский водораздел. Гидросеть района развита слабо и принадлежит к системе Еравнинских озер, рек Зазы и Витима. Водный режим рек непостоянен и находится в прямой зависимости от количества атмосферных осадков и интенсивности оттаивания многолетней мерзлоты. В Еравнинской впадине, в непосредственной близости к району работ находится цепь озер: Исинга, Харга, Гунда, Большое и Малое Еравное. Все они соединяются протокой р. Хилы, по которой осуществляется сток от Б. Еравного к озеру Исинга. В засушливые периоды протока пересыхает. Площадь месторождения относится к району распространения многолетнемерзлых пород с таликами. Мощность мерзлоты колеблется от 45 до 123м (средняя – 100 м). Температура мерзлых пород - 0.5-2.5ºС.

Озерное месторождение входит в состав Озернинского рудного узла (ОРУ), включающего в себя месторождения и рудопроявления свинца, цинка, меди, железных руд, бора, барита, золота, локализованные в пределах вулканогенно-осадочных пород нижнекембрийского возраста. Рудные минералы представлены пиритом, сфалеритом, галенитом, пирротином, арсенопиритом, и халькопиритом. Среди

нерудных наиболее распространены сидерит, барит, кальцит, доломит, кварц, мусковит, хлорит и серицит. Основными ценными компонентами в руде являются цинк и свинец, попутными – сера, серебро, кадмий. В ходе проведения детальной разведки месторождения выявлены довольно мощные (от 5 до 70 м при средней мощности 23 м) остаточные коры выветривания ферритного профиля (зоны окисления) на колчеданно-полиметаллических и сидеритовых рудах. В течение 1978-1984г.г. Озернинской ГРП Минцветмета СССР на месторождении выполнялись геологоразведочные работы по изучению зоны окисления, отбору и испытанию крупных технологических проб. Запасы окисленных руд оценены в количестве около 5.9 млн. т. с содержанием цинка 2.15% и свинца 0.5%. Однако трудность их извлечения из окисленных пород и гораздо более высокое содержание в кондиционных рудах сделали обогащение данного типа руд экономически невыгодным для инвесторов. Согласно проекту разработки месторождения предусматривается складирование в специальный отвал окисленных руд в количестве 17600 тыс. т. с содержанием Zn – 1,79 %, Pb – 0,56 % (рис. 1) с возможностью дальнейшей их переработки в случае разработки приемлемой с финансовой точки зрения технологии обогащения. Существование отвала запланировано на весь срок отработки месторождения (не менее 21 года). Как показывает практика разработки месторождений сульфидных руд (к которым относятся окисленные руды Озерного месторождения), их отвалы и склады представляют серьезную опасность для окружающей среды, в первую очередь для горизонтов подземных вод. Исходя из ранее проведенных исследований на аналогичных объектах, можно предположить, что при инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных стоков через тело отвала из него будут вымываться соединения серы в виде слабого раствора кислоты и тяжелые металлы. При попадании в грунтовые воды, а также по системе трещин – в подземные водоносные горизонты - данные соединения могут мигрировать на значительные расстояния, что может сделать непригодными для хозяйственного использования водные объекты и почвы, находящиеся в зоне влияния месторождения. Месторождение расположено на возвышенности, и рельеф местности понижается по направлению к населенным пунктам района, поэтому в первую очередь проблема водоснабжения затронет жителей вахтового поселка и поселка Озерный, забирающих воду из скважин ниже по направлению движения подземных вод.

Для защиты поверхностных и подземных вод от загрязняющих элементов, дренируемых из отвала окисленных руд, предлагается создать искусственный геохимический барьер по направлению движения поверхностного и подземного стока, на котором будут осаждаться загрязняющие элементы и понижаться pH воды. Также предусматривается формирование противофильтрационного экрана с использованием глинистых материалов и геомембраны под телом отвала для преимущественной изоляции от поверхностных стоков.

I. Создание заглубленного карбонатного барьера. Изменение концентрации водородных ионов влияет на подвижность многих металлов. Большинство их, растворяясь в кислых растворах, образуют катионы, но с повышением pH они обычно осаждаются в форме гидроксидов или основных солей. Указать граничные значения pH, при которых в природных условиях происходит растворение или осаждение определенного элемента, невозможно, так как на этот процесс оказывают влияние многочисленные факторы. Тем не менее, можно определить приближенные к природным условиям значения pH осаждения гидроксидов некоторых элементов из разбавленных растворов. В горно-металлургической промышленности в процессе переработки сульфидных металлсодержащих руд образуются отходы в основном с неорганической составляющей и миграция в районе воздействия техногенных массивов таких предприятий происходит в кислой среде. Для предотвращения техногенной миграции загрязнителей необходимо повысить показатель кислотности дренажных вод, с целью осаждения металлов в гидроксидной форме и локализации очагов загрязнения в экосистемах [5].

Для нейтрализации кислых вод в промышленности может быть предложено несколько способов:

1. Нейтрализацию кислых вод с pH=2 – 3 возможно проводить с использованием растворов щелочного состава с pH=11 – 12 путем смешивания растворов в определенной пропорции или формирования встречных потоков кислых и щелочных вод. Лабораторные исследования показали, что при использовании щелочных отходов содового производства pH дренажных вод можно повышать до нейтральных значений (6,5 – 7,5), при этом содержание загрязнителей снижается до допустимых концентраций [2].
2. В районах породных отвалов подземные воды имеют низкие значения pH, повышенную минерализацию, а также высокие содержания сульфатов, железа, тяжелых металлов. Для нормализации

состава подземных вод в качестве реагента предложено использовать соединения бария, укладываемые в траншеи в зоне стока с отвалов. Натурные исследования показали, что в результате применения метода на опытном участке водородный показатель подземных вод повысился с 1,8 до 6,4 и сохранял близкие значения в течение года. Существенно снизились минерализация воды с 24 до 3 г/л, а также содержание основных загрязняющих компонентов [2].

3. Отмечено, что если в непосредственной близости от природного источника формирования кислых вод расположены карбонатные породы, то в результате их взаимодействия pH конечного раствора резко повышается, и на небольшом расстоянии с начала фильтрации становятся нейтральными и даже слабощелочными.

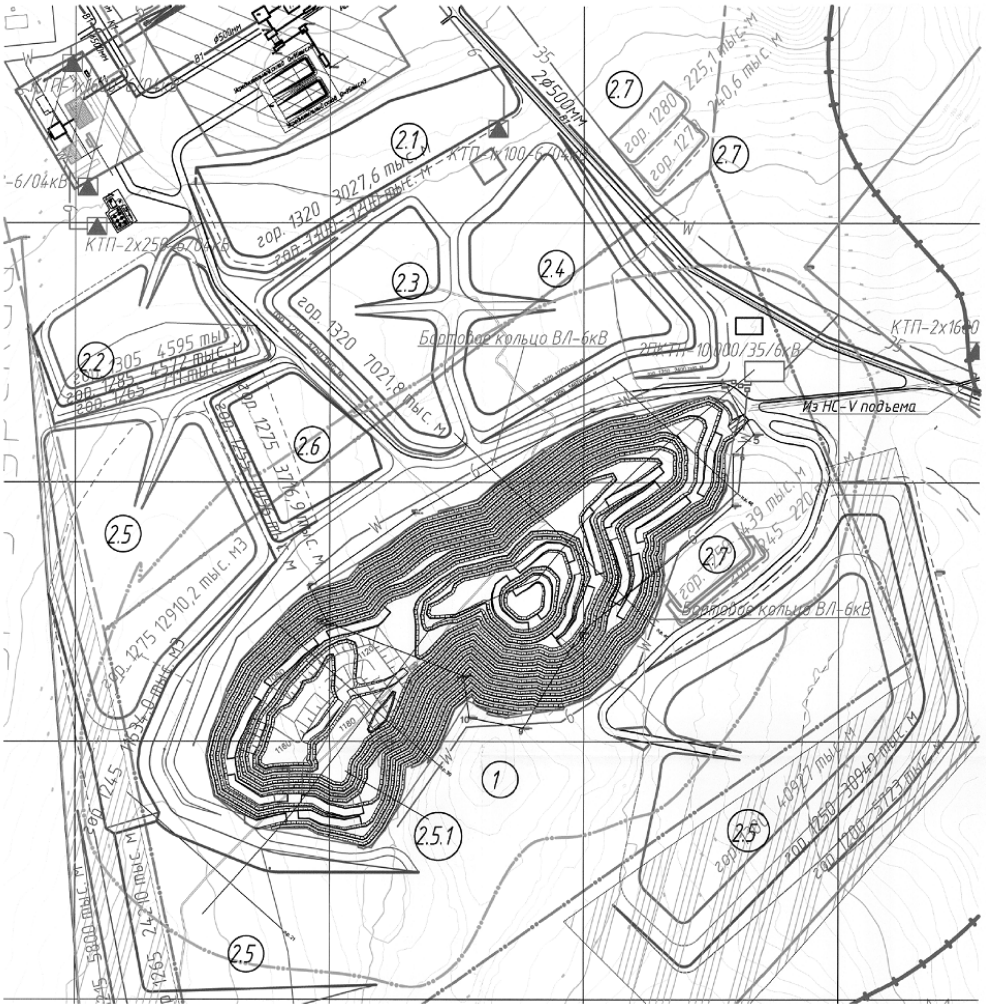


Рис.1. Ситуационная карта-схема проектного расположения отвала окисленных руд относительно карьера. 1 – карьер на момент конца отработки. 2.2 – отвал окисленных руд.

Таким образом, для повышения кислотности дренажных вод на полиметаллических месторождениях наиболее целесообразно и дешево использовать фильтрацию минерализованных кислых растворов через карбонатные породы, в соответствии с чем рациональным является формирование вертикальной фильтрационной стенки из карбонатных пород. При поступлении кислых минерализованных вод в карбонатные породы создается карбонатный щелочной барьер, на котором происходит осаждение карбонатов Zn, Fe, Pb, с попутным соосаждением Cu, Ni, Cd, Co, Ga, Cr, Al и других рудных элементов в результате сорбции образующимися карбонатами на сорбционном карбонатном барьере. Определение конкретных параметров фильтрационной стенки (таких, как толщина барьера, глубина заглубления, состав карбонатных пород и их крупность) должно стать темой дальнейших исследований в данном направлении.

Для расчетов мероприятий по изоляции отвала окисленных руд следует принимать во внимание параметры проектируемого отвала окисленных руд:

$V_{отвала}$=5 100 000 м^3; $M_{руды}$=17 600 000 тонн; $S_{отвала}$≈50га; $H_{отвала}$=10 м.

Объем атмосферных вод, дренирующих отвал, рассчитывается исходя из среднегодового количества атмосферных осадков – 325 мм/год.

$$V_{вод}=S_{отвала}\cdot V_{осадков}=500\ 000м^2\cdot 0{,}325м/м^2=162\ 500м^3/год.$$

Для нейтрализации такого количества дренажных вод потребуется слой фильтрующего материала толщиной не менее 1 м и глубиной 3 м (исходя из глубины сезонного протаивания многолетнемерзлых пород [4]).

II. Формирование противофильтрационного экрана. Для снижения воздействия отвала окисленных руд на приповерхностные отложения и оптимизации управления сбором и нейтрализацией вод, дренирующих сквозь тело отвала, предлагается устройство противофильтрационного экрана в основании отвала.

Противофильтрационные экраны пластового типа выполняются в основном из малопроницаемого глинистого грунта, полимерной пленки и битумных материалов. По конструктивному оформлению и условиям работы они могут быть трех типов: однослойные, двухслойные, комбинированные [6].

В данном случае предлагается устройство комбинированного экрана, состоящего из полиэтиленовой пленки уложенной поверху уплотненного глинистого слоя. Этот экран менее чувствителен к возможным разрывам пленки, чем однослойный, и является практически водонепроницаемым. В качестве материала для грунтовых экранов применяются глинистые грунты, обладающие наряду с незначительной проницаемостью стойкостью к воздействию солей, к ним относятся глинистые грунты, коэффициент фильтрации которых за период существования объекта не будет превышать 0,001 м/сут. Толщину экрана из уплотненного глинистого грунта следует принимать не менее 0,6 м. Толщина полимерной пленки может быть принята от 0,2 до 0,5 см.

Был проведен предварительный расчет затрат на проведение мероприятий по изоляции отвала окисленных руд и предотвращенного экологического ущерба различным компонентам природной среды показывающий эффективность применения этих мероприятий для защиты окружающей среды от негативного воздействия отвала.

Суммарные затраты на проведение природоохранных мероприятий (табл. 1).

Таблица 1.

Затраты на проведение мероприятий по изоляции отвала окисленных руд месторождения Озерное.

1. Капитальные затраты	
Затраты на изоляцию отвала с помощью противофильтрационного экрана	10 400 000 руб
2. Эксплуатационные затраты	
Затраты на фильтрующий материал	875 000 руб/год
Затраты на топливо	30 000 руб/год
Затраты на электроэнергию	17 464 руб/год
Оплата труда	205 000 руб/год
Начисления на оплату труда	70 110 руб/год
Прочие расходы	163 500 руб/год
Итого: Ежегодные затраты	1 361 074
Итого:	11 761 074 руб/год

При этом предотвращенный эколого-экономический ущерб от проведения данных мероприятий составит 407 144,08 млн. руб. [1]. Это позволяет сделать вывод о целесообразности применения изоляции склада окисленных руд для защиты от его влияния подземных и поверхностных вод, а также земельных ресурсов.

1. Временная методика определения предотвращенного экологического ущерба. утв. Госкомэкология 09.03.1999 г.
2. Блинов С.М. Геохимические барьеры и защита окружающей среды. Пермь, Изд. Пермский университет, 2000. С. 14.
3. Егоров В. В., Трушин Б. В. Современные противофильтрационные экраны полигонов захоронения ТБО // ТБО, 2006, № 7.

4. Информационный отчет о результатах первого этапа поисковых работ по изучению коры выветривания и золотоносности флангов Озерного месторождения за 2005-2006 гг. ООО «ТЕХПРОМИНВЕСТ» г. Иркутск, 2006 г. С. 10.
5. Сидельникова Л.И. Концептуальные подходы к решению проблем промышленной экологии (зарубежный опыт) // Экология промышленного производства, 1994, № 4. С. 6.
6. Лихачев Н. И., Ларин И. И., Хаскин С. А. и др.; Под общ. ред. В. Н. Самохина. Канализация населенных мест и промышленных предприятий - 2-е изд., перераб. и доп. М.: Стройиздат, 1981.

ПЕРСПЕКТИВЫ ОСВОЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД ЮГА ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ

М.К. Чернявский
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, mitchel1977@mail.ru

Байкальская природная территория богата гидроминеральными ресурсами, здесь происходит разгрузка разнообразных по химическому типу и газовому составу трещинно-жильных вод. На территории Бурятии выделены следующие гидроминеральные области: Восточно-Саянская – термальных и холодных углекислых вод; Байкальская – азотных и метановых терм; Селенгинская – холодных негазирующих радоновых вод; Даурская – холодных углекислых и радоновых вод [2].

Более подробно автор остановится на углекислых и железистых источниках Даурской области (южная окраина Витимского плоскогорья). Административно эта область находится на территории Еравнинского района РБ и Забайкальского края.

Углекислые воды относятся к категории наиболее ярких и интересных типов минеральных вод, широко применяемых на курортах мира. По сравнению с другими минеральными водами, углекислые воды обладают наибольшей газонасыщенностью. Их лечебное значение определяется в основном наличием в них растворенной углекислоты (CO_2), а также общей минерализацией и ионным составом.

При наличии в углекислых водах других газов - азота, метана, сероводорода в зависимости от количественных соотношений могут создаваться воды азотно-углекислые, сероводородно-углекислые, метаново-углекислые или более сложного газового состава.

Глубинная углекислота, не встретившая на своем пути подземные воды, может мигрировать в виде сухих струй или образовывать при благоприятных геоструктурных условиях, залежи с концентрацией CO_2 до 80%.

Происхождение ионно-солевого состава углекислых вод осуществляется под воздействием углекислоты, в связи с чем основными анионами углекислых вод являются гидрокарбонаты, содержание которых превышает 2 г/дм^3. При наличии в породах пирита воды обогащаются сульфатами. При наличии изверженных или метаморфических пород повышается роль щелочных металлов (источники Погроминский, Попереченский). Углекислые термы имеют довольно высокую величину минерализации (от 1,2 до 4,1 г/дм^3), по сравнению с холодными углекислыми источниками и многими азотными термами. Среди анионов углекислых терм преобладают гидрокарбонатные, а катионы представлены магниево-кальциевыми и натриево-кальциевыми катионами.

Пресные воды, попадая в зоны разрывных нарушений, смешиваются с углекислотой, поднимающейся с глубины, приобретают агрессивность, обуславливающую переход в раствор компонентов ионно-солевого состава и обогащение их микроэлементами. Часть вод дренируется разломами на небольшой глубине, в результате чего образуются холодные воды с температурой 1-18°С и с более низкой минерализацией до 3-3,6 г/дм^3, другая часть проникает на значительные глубины, где воды приобретают повышенную температуру (до 19-39°С) и минерализацию (до 5 г/дм3). В отдельных источниках (Витлаус) смешение газовых струй и вод происходит в непосредственной близости от дневной поверхности, поэтому воды имеют очень низкую минерализацию (до 0,2 г/дм^3) при высокой насыщенности углекислотой.

Углекислые воды характеризуются разнообразным ионным составом. Наиболее широко они представлены гидрокарбонатными, сульфатно-гидрокарбонатными, гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридными, гидрокарбонатно-хлоридными, и реже другими видами по анионному составу. Среди катионов в этих водах обычно преобладают кальций или натрий в различных соотношениях, реже преоб-

ладает магний. Холодные углекислые воды формируются на небольших глубинах и вблизи поверхности [1].

Более подробно автор хотел бы остановиться на некоторых источниках (табл. 1).

ХУЛЬСКИЙ ИСТОЧНИК. Расположен в 70 км к югу от села Сосново-Озерское. Основной выход каптирован срубом 0,7?0,7 м., глубиной 0,5 м. Есть еще два небольших некаптированных выхода. Дебит низкий, сток отсутствует. Вода сильно газированная. Вода имеет гидрокарбонатно -хлоридно-кальциевый состав, присутствует железо. pH – 5,8, температура 4,3-5°С. Содержание CO_2 – 858 мг/л, HCO_3 – 183мг/л. Участок выхода сложен катаклазированными гранитами верхнего протерозоя, обнажающимися из-под песчаного делювия.

Вода источника используется местным населением для лечения заболеваний желудочно-кишечного тракта. Посещается мало, и только в летнее время.

ИСТОЧНИК ХУРЭТА (ВИТЛАУС). Находится в 22 км юго-западнее с Романовки, практически на границе Еравненского и Баунтовского районов, в 5 км от трассы. Наиболее интенсивное выделение углекислого газа прослеживается на дне воронки округлой формы диаметром около 12 м и глубиной более 2 м. Дно воронки заполнено водой, температура которой достигает 18°С. Суммарный дебит газа, содержащего 95,8% углекислоты, составлял 8л/сек. Температура воды в минеральном озере равняется 20°С. pH – 5,4. Наблюдается более 10 интенсивных выходов газа в озере. До 2010 г. на источнике были построены дом для отдыхающих и баня, в настоящее время осталась только одна ванна. Вода используется для лечения желудка, кишечника, артрита и кожных болезней. Кроме воды применяется минеральная грязь со дна озера.

ПОГРОМИНСКИЙ ИСТОЧНИК. (Погромнинский) источник находится в 3 км от с. Комсомольское на надпойменной террасе р. Погромка (приток р. Уда). Впервые он был описан П.С. Палласом в 1778 г. Водовмещающие породы – граниты палеозойского возраста. Погроминский источник представляет собой крупный выход в заболоченных рыхлых отложениях. Образовывает родниковую воронку глубиной до 70 см, но в маловодные годы ее уровень может понижаться до 10-15 см; присутствуют нерегулярные выходы газа. Источник не каптирован, хотя и обнесен забором. Активно используется местными жителями для лечения желудочных заболеваний. Воды источника относятся по химическому составу к сульфатно-гидрокарбонатным кальциево-натриевым. Температура воды 4,5-6°С, pH – 6,1-6,2. Содержание CO_2 – 1707 мг/л, HCO_3 – 890,6 мг/л.

В 20 м от воронки расположен колодец глубиной около 1,5-2 м. Здесь также со всей площади дна наблюдается интенсивное выделение пузырьков углекислого газа с суммарным расходом, достигающим 2 л/сек., хотя летом 2011 г. выходов газа в колодце практически не было. Вода, насыщенная углекислотой из воронки, используется местным населением для лечения. Хотя источник посещается очень редко даже в летнее время.

Железистые воды. К железистым относятся минеральные воды с содержанием биологически активного компонента – железа – не менее 0,01 г/дм^3. Железистые воды формируются как при выветривании железосодержащих силикатов, так и при растворении, окислении и восстановлении сульфидных и иных минералов железа. Минеральные воды данного района обогащаются железом в результате окисления сульфидов (источники Дабан-Горхон, Маракта). Анионный состав вод зависит от состава вмещающих пород. Содержание железа в гидрокарбонатных водах невелико и достигает 0,025-0,030 г/дм^3, в сульфатных водах - может достигать 0,1 г/дм^3. Минерализация вод не превышает 1,2 г/дм, а pH вод колеблется от сильнокислой (pH 4,0) до нейтральной и щелочной.

МАРЕКТИНСКИЙ ИСТОЧНИК (МАРАКТА) находится в 81 км на северо-запад от с. Сосново-Озерское, в левом борту долины р. Маракты (правый приток р. Уды). Вода заполняет воронку диаметром до 7 м и глубиной 3-5см. Дебит 0,2-0,3 л/сек. Температура в месте выхода 0,4-3°С. У выхода многочисленные отложения красного цвета. Зимой на источнике образуется наледь. Источник восходящий, каптирован системой желобов. Вода имеет сульфатный кальциевый состав, содержит 27,4 мг/л железа и 160 мг/л углекислоты. pH 4,5-5,5. Выход приурочен к катаклазированным породам (граниты, кислые эффузивы) зоны разлома северо-восточного направления. Летом источник регулярно посещается местными жителями, которые используют его для лечения ревматических и сердечно-сосудистых заболеваний. На источнике функционирует дом отдыха.

Таблица 1.

Макрососта минеральных источников.

Источник	pH лаб	K+Na мг/дм^3	Ca мг/дм^3	Mg мг/дм^3	Fe_3 мг/дм^3	HCO_3 мг/дм^3	H_2SO_4 мг/дм^3	HCl мг/дм^3	HF мг/дм^3	Минерализация мг/дм^3
Маректинский	3,3	39,61	110,22	12,15	53,55		486,5	28,3	3,4	769,3
Хульский	5,7	16,33	25,05	3,04	0,28	122,04	2,23	4,25	0,5	216,1
Погроминский	6,1	144,98	115,23	36,45	0,36	890,86	8,65	8,86	0,5	1233,6
Дабан-Горхон	8,8	48,21	98,196	24,30	3,28	494,25	45,20	3,55	0,4	753,4
Хуэта	6	31,08	22,044	4,86	2,30	115,93	44,80	4,25	0,3	241,8

ИСТОЧНИК ДАБАН-ГОРХОН находится на левобережье р. Уда в 22 км на юго-восток от с. Сосновоозерского. Источник восходящий, имеет чашеобразную воронку, не каптирован. Вода самотеком по желобу стекает в деревянную ванну. Расход воды составляет 0,6-0,7 л/сек, температура - 0,9-1,2°С. Выделение газа наблюдалось в виде единичных пузырьков. Родниковая воронка расположена на высоте 12-15 м над днищем пади, в борту террасы. Вода Дабан-Горхонского источника характеризуется гидрокарбонатным кальциево-натриевым составом с минерализацией 0,1-0,2 г/л, pH-7,3. В ней содержится 18 мг/л железа и 0,3 г/л свободной углекислоты. Источник находится в поле распространения угленосных пород гусиноозерской серии, представленных песчаниками, конгломератами, алевролитами, углями. Выход приурочен к зоне разлома северо-восточного простирания. Источник посещается местиными жителями и сотрудниками карьера «Дабан-Горхонский».

Таким образом, несмотря на наличие минеральных вод пригодных для лечения самых разнообразных заболеваний, воды этих источников используются очень мало. На источниках в перспективе возможно строение водолечебниц и откачка воды для бутилирования, но для этого необходимо проведение работ по уточнению запасов и возможности увеличения дебита. В качестве примера использования можно назвать воду курорта «Кука», которая стала брэндом Забайкальского края. Удачное сочетание применения минеральных вод с особенностями восточносибирского климата, оказывают благотворное влияние на организм человека.

1. Борисенко И.М., Замана Л.В. Минеральные воды Бурятской АССР. Улан-Удэ: Бурятское книжное изд-во, 1978. 162 с.
2. Минеральные воды южной части Восточной Сибири. Том 1. Гидрогеология минеральных вод и их народнохозяйственное значение. Под ред. Ткачук В.Г., Толстихина Н.И. М.: Изд-во Академии наук СССР, 1961. 346 с.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНОВ РАЗВИТИЯ ЭРОЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В ТУНКИНСКОЙ ВПАДИНЕ

С.И. Штельмах

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, fotina78@gmail.com

Изучение состава, микроструктуры и свойств четвертичных отложений проводилось в рамках задач, связанных с реализацией регионального проекта «Цикличность эрозионно-аккумулятивных процессов и трансформация эрозионной сети в Байкальском регионе». Исследования проводились в восточной части Тункинской впадины, в районе дд. Тунка и Еловка, а также в долине р. Еловка.

Обследованы следующие ключевые участки: действующий овраг в районе д. Тунка (точка наблюдения 1Р); овраг и его конус выноса, зафиксированные на аэрофотоснимках 1937 г.; обнажение в уступе первой надпойменной террасы р. Еловки (2Р, 3Р, 4Р, 5Р, 6Р); мелкие овраги по левому борту р. Еловка в пределах коренного склона (7Р); «гигантский» действующий овраг глубиной до 4–5 м на коренном склоне водораздела, сложенного граносиенитами (8Р); старый шурф и карьеры в районе молодых вулканов (10Р–13Р).

На указанных участках проводилось опробование грунтовых толщ, которые были представлены различными геолого-генетическими комплексами, включающими лёссовые (ls), глинистые (gln) и песчаные (ps) отложения: dpQ–ls; dpQ_4–ls; lQ_4–gln; pN_2–gln; pQ_4–gln; aQ_4–gln; dQ_4–ls; vQ_4–ps*; vQ_3–ls; vQ_{3-4}–ls. В некоторых разрезах зафиксированы и опробованы гумусированные горизонты погребённых почв, для которых в настоящее время получены абсолютные датировки их возраста.

В районе исследований распространены породы метаморфической ($A\text{-}Pt_1hr$ – биотитовые гнейсы, мраморы), интрузивной (γ-γδ Pt_3 – граносиениты) и эффузивной (β N – базальты) геологических формаций, а также конгломераты, пески и глины плиоцена (N_2an – аносовская свита). Эти образования явились источником микроэлементов рыхлого покрова, представленного отложениями выделенных геолого-генетических комплексов [3].

В исследуемых образцах методом количественного рентгенофлуоресцентного анализа определены содержания породообразующих оксидов CaO, TiO_2, MnO, $Fe_2O_{3(общее)}$ (в %), а также концентрации микроэлементов (V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, As, Sn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, La, Ce, Nd) (в ppm) [1,2,4].

В результате проведённого анализа в большинстве рассматриваемых отложений установлены высокие концентрации оксидов кальция, титана, марганца и железа, которые связаны с химическим составом коренных пород.

Максимальные содержания CaO (9,0–9,95 %), а также повышенные концентрации TiO_2 (0,76–0,93), MnO (0,093–0,12), $Fe_2O_{3(общее)}$ (6,41–7,02) зафиксированы в лёссовых отложениях эолового верхнечетвертичного–современного комплекса (vQ_{3-4}–ls) на вулканитах. Связные (облессованные) пески (vQ_4–ps*) характеризуются повышенными концентрациями оксидов кальция (7,51), железа (4,93), а также минимальными содержаниями TiO_2 (0,64) и MnO (0,07). В лёссовых отложениях делювиально-пролювиального нерасчлененного комплекса (dpQ–ls) содержания рассматриваемых породообразующих оксидов изменяются в следующих пределах: CaO (2,93–5,25), TiO_2 (0,88–1,13), MnO (0,078–0,14), $Fe_2O_{3(общее)}$ (5,33–9,06). В озёрных глинистых грунтах (пылеватых супесях – lQ_4) и суглинках делювиально-пролювиального современного комплекса (dpQ_4–gln) заметно возрастает концентрация оксида кальция (7,83–8,10), содержание MnO сохраняется высоким (0,10–0,11), но происходит понижение концентраций TiO_2 (0,71–0,78) и $Fe_2O_{3(общее)}$ (5,28–5,61).С увеличением возраста в глинистых отложениях происходит повышение концентраций оксида кальция и марганца. Так, в пролювиальных плиоценовых глинах (pN_2) установлены более высокие содержания CaO (5,49) и MnO (0,12) по сравнению с глинистыми отложениями современного пролювия (pQ_4) и аллювия (aQ_4). В исследуемых погребённых почвенных горизонтах с возрастом наблюдаются увеличения концентраций оксидов титана и железа.

В результате проведённых исследований выявлены различия в микроэлементном составе отложений выделенных геолого-генетических комплексов, а также приуроченных к ним погребённых почвенных горизонтов.

Установлено, что с увеличением абсолютного возраста погребённых почв возрастают содержания микроэлементов, в том числе и токсичных. Древняя почва (возраст более 30400 лет) по сравнению с молодыми почвенными горизонтами содержит повышенное количество Ba, Ce, Sr, Zr, V, Zn, Sn, Pb, Co, As (табл.1).

Содержания лантана, неодима, иттрия и рубидия изменяются в довольно узких пределах в погребённых почвах.

В большинстве исследуемых отложений зафиксированы высокие концентрации церия.

В древних образованиях – пролювиальных плиоценовых глинах (pN_2) содержания Ba, Ce и Co заметно снижаются, но концентрации La, Nd и Y достигают максимальных значений.

Молодые по возрасту озёрные пылеватые супеси (lQ_4–gln), напротив, обеднены лантаном и неодимом, здесь сохраняется сравнительно низкое содержание бария, выявлено незначительное понижение концентрации цинка по сравнению с глинистыми грунтами современного пролювия (pQ_4), аллювия (aQ_4) и лёссовыми отложениями разновозрастных делювиально-пролювиальных комплексов (dpQ и dpQ_4).

Для молодых эоловых связных (облессованных) песков (vQ_4–ps*) характерны низкие концентрации бария, лантаноидов, Co, Zn, Pb, As в отличие от более древних эоловых лёссовых отложений (vQ_3–ls; vQ_{3-4}–ls).

Для определения общих геохимических особенностей исследуемых грунтов и изучения признаков их различной генетической принадлежности произведён расчёт геохимических индикаторов: Mn/Fe,

Ti/Zr, Ca/Sr, Sr/Ba, Rb/Sr, V/Zn, La/V (табл.2).

Как видно из представленных данных, отношения Mn/Fe в рассматриваемых образцах находятся в пределах 0,014–0,028, причём максимальное значение зафиксировано в погребённом почвенном горизонте (ппг2), минимальное – в глинистых отложениях современного аллювия (aQ_4).

Таблица 1.

Содержания микроэлементов (ppm) в отложениях различных геолого-генетических комплексов и разновозрастных погребённых почвах.

ГГК	V	Co	Ni	Zn	Pb	As	Sn	Ba	La	Ce	Nd	Sr	Y	Zr	Rb
dpQ_4-ls[1)]	130	20	51	80	31	16	16	680	47	87	23	430	30	260	80
ппг1	120	10	42	53	10	7	10	370	42	54	24	370	21	160	78
lQ_4-gln	130	23	48	69	16	12	15	580	27	71	15	440	25	230	61
dpQ_4-gln	130	21	48	95	11	14	15	700	49	82	25	460	26	230	82
pQ_4-gln[1)]	130	28	42	85	20	15	10	760	48	92	23	490	30	240	78
ппг2	130	12	44	62	14	10	15	590	40	64	21	390	23	190	68
aQ_4-gln[1)]	150	25	40	93	26	16	17	760	45	110	22	460	30	210	77
dQ_4-ls	140	20	34	78	25	15	16	730	47	100	24	390	31	270	84
dpQ-ls[1)]	150	25	46	73	23	19	14	630	43	120	23	570	31	240	63
vQ_4-ps[*]	110	16	55	59	< 7	12	15	470	31	53	17	550	26	170	62
ппг3	170	22	36	80	28	20	20	690	49	110	23	430	24	200	85
vQ_3-ls	140	26	49	81	21	19	12	700	40	96	19	540	30	210	71
vQ_{3-4}-ls[1)]	140	22	36	76	16	16	16	650	45	92	24	450	28	210	82
pN_2-gln	110	16	41	78	19	12	20	610	78	59	36	480	44	240	75

Примечание. Здесь и в таблице 2: ГГК (геолого-генетические комплексы): dpQ_4 – делювиально-пролювиальный современный; lQ_4 – озёрный современный; dpQ – делювиально–пролювиальный четвертичный нерасчлененный; pQ_4 – пролювиальный современный; aQ_4 – аллювиальный современный; dQ_4 – делювиальный современный; vQ_4 – эоловый современный; vQ_3 – эоловый верхнечетвертичный; vQ_{3-4} – эоловый верхнечетвертичный – современный; pN_2 – пролювиальный неогеновый (аносовская свита). Литологические группы: ls – лёссовые грунты (лессовидные супеси, суглинки); gln – глинистые грунты (супеси, суглинки, глины); ps[*] – связные (облессованные) пески (относятся к группе лёссовых грунтов); Прочие обозначения: ппг – погребённый почвенный горизонт; [1)] – приведены средние значения содержания элемента (по 3–5 образцам).

Таблица 2.

Значения индикаторов Mn/Fe, Ti/Zr, Ca/Sr, Sr/Ba, Rb/Sr, V/Zn, La/V в отложениях различных геолого-генетических комплексов и разновозрастных погребённых почвах.

ГГК	Mn/Fe	Ti/Zr	Ca/Sr	Sr/Ba	Rb/Sr	V/Zn	La/V	pH
dpQ_4-ls[1)]	0,016–0,019	21–34	72–102	0,60–1,07	0,11–0,17	1,18–2,50	0,27–0,42	7,0
ппг1	0,020	25	86	1,00	0,21	2,26	0,35	6,8
lQ_4-gln	0,021	19	131	0,76	0,14	1,88	0,21	7,2
dpQ_4-gln	0,022	20	122	0,66	0,18	1,37	0,38	7,0
pQ_4-gln[1)]	0,020–0,021	20–21	71–72	0,59–0,70	0,15–0,17	1,40–1,67	0,35–0,38	6,8–7,0
ппг2	0,028	21	63	0,66	0,17	2,09	0,31	6,6
aQ_4-gln[1)]	0,014–0,015	25–26	41–44	0,59–0,65	0,16–0,17	1,45–1,73	0,29–0,32	6,6
dQ_4-ls	0,016	27	47	0,53	0,22	1,79	0,34	6,6
dpQ-ls[1)]	0,016–0,022	15–35	50–86	0,54–0,76	0,17–0,22	1,33–1,91	0,30–0,41	6,8–7,0
vQ_4-ps[*]	0,016	23	98	1,17	0,11	1,86	0,28	7,0
ппг3	0,018	32	76	0,62	0,20	2,13	0,29	7,0
vQ_3-ls	0,019	25	106	0,77	0,13	1,73	0,29	7,0
vQ_{3-4}-ls[1)]	0,015–0,021	22–29	40–158	0,69–0,73	0,17–0,19	1,35–2,83	0,31–0,36	6,8–7,3
pN_2-gln	0,022	18	82	0,79	0,16	1,41	0,71	7,2

Установлено, что в погребённых почвах с возрастом происходит увеличение значений индикатора Ti/Zr, наибольшее значение (32) выявлено в более древнем почвенном горизонте (ппг3).

Совершенно иная картина наблюдается в глинистых грунтах. В озёрных пылеватых супесях (lQ_4–gln), в суглинках (dpQ_4–gln), а также в пролювиальных плиоценовых глинах (pN_2) отмечено снижение данного показателя (18–20). Более высокие значения Ti/Zr (25–26) зафиксированы в отложениях (aQ_4–gln).

В результате исследования по распределению индикатора La/V в рассматриваемых образцах установлены закономерное увеличение отношения лантана к ванадию (0,71) в древних образованиях – пролювиальных плиоценовых глинах (pN_2) и значительное снижение этого показателя (0,21) в молодых озёрных глинистых отложениях (lQ_4–gln).

Наблюдается большой разброс значений Ca/Sr – 41–158, что связано, по-видимому, с изменениями содержаний CaO. Так, высокие показатели (> 100) зафиксированы в лёссовых отложениях (dpQ_4–ls; vQ_3–ls; vQ_{3-4}–ls), пылеватых супесях (lQ_4–gln), суглинках (dpQ_4–gln), низкие (< 50) – в глинистых (aQ_4–gln) и лёссовых (dQ_4–ls) грунтах.

К общим особенностям исследуемых отложений относятся повышенные значения Sr/Ba (> 0,50), V/Zn (в большинстве случаев > 1,3), а также низкие показатели Rb/Sr (< 0,25), требующие дополнительного изучения.

1. Ревенко В.А., Худоногова Е.В., Жалсараев Б.Ж., Ревенко А.Г. Рентгенофлуоресцентное определение некоторых следовых элементов в горных породах на энергодисперсионном спектрометре с поляризатором // Proc. 2-nd Intern. School on Contemporary Physics (Ulaanbaatar, Mongolia. 2002), Ulaanbaatar: University Press, 2002. P. 132-145.
2. Ревенко А.Г., Худоногова Е.В. Рентгенофлуоресцентное определение содержаний неосновных и следовых элементов в различных типах горных пород, почв и отложений с использованием спектрометра S4 PIONEER // Украинский химический журнал, 2005, Т. 71, № 9-10. С. 39-44.
3. Рященко Т.Г., Штельмах С.И. Микроэлементы в дисперсных грунтах различных геолого-генетических комплексов (на примере ключевых участков в Тункинской впадине) // Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2008, Выпуск 6 (32). С. 161-168.
4. Штельмах С.И., Ревенко В.А., Акулова В.В., Худоногова Е.В. Рентгенофлуоресцентное определение Nb, Zr, Y, Sr, Rb в осадочных породах и почвах // Структура, функционирование и эволюция горных ландшафтов Западного Прибайкалья. Иркутск: Изд-во Института географии им. В. Б. Сочавы СО РАН, 2005. С. 112-118.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КИМБЕРЛИТОВ ТРУБКИ ОБНАЖЕННАЯ

С.А. Эсенкулова

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

Куойкское поле Якутской кимберлитовой провинции находится на западном склоне Оленекского сводового поднятия. [Уханов и др., 1988], в бассейне р. Куойка и Беемчиме, левых притоков р. Оленек и является одним из самых насыщенных трубками полей.

В пределах Куойкского поля расположено около 100 тел, которые представлены трубками, жилами, штоками и дайками разных размеров.

Трубка Обнаженная [Милашев, 1960] из Куойкского поля расположена в правом борту долины р. Куойка, в 12 км от ее устья. Трубка выходит на дневную поверхность и образует уникальное обнажение при высоте до 15 м. Трубка Обнаженная, по существу, является памятником геологического значения; общая площадь коренных выходов кимберлитов превышает 500м^2. Кимберлитовое тело в плане имеет форму эллипса, с осями 45 и 35м. Длинная ось ориентирована по азимуту 10^0. Породы трубки прорывают доломиты нижнего кембрия. Трубка неалмазоносна.

Трубка Обнаженная выполнена кимберлитами брекчиевой структуры. Основная масса карбонат-серпентинового состава с относительно большим количеством реликтового оливина. Порфировые вкрапленники в кимберлите представлены преимущественным образом оливином, иногда встречаются ромбический и моноклинный пироксены. Цемент сложен двумя типами текстур - массивной и автолитовой.

Кимберлитовые брекчии содержат включения автолитов с микро-, тонкозернистой структурой, иногда с высокой насыщенностью слюдой. Массивные кимберлиты, встречающиеся в виде включений типа кимберлит в кимберлите, характеризуются макрозернистой структурой, и относятся к ранней фазе внедрения. Автолиты и массивные кимберлиты, как правило, в отличие от кимберлитовой брекчии, содержат повышенные содержания карбонатной компоненты. Как акцессорные минералы, в кимберлитах присутствуют гранат, шпинелиды, перовскит, циркон.

Количество глубинных мантийных ксенолитов составляет от 1-3 до 40%, их распределение в кимберлитах весьма неравномерно. В трубке Обнаженная выделяются два столба сечением примерно 1.5x1.0 м с чрезвычайно высокой насыщенностью мантийными включениями (до 40%).

Таблица 1.

Средний химический состав кимберлитов трубки Обнаженная (число образцов – 30).

	кимберлитовая брекчия			автолит			массивный кимберлит (кимберлит в кимберлите)		
	Среднее	min	max	Среднее	min	max	Среднее	min	max
SiO2	32,87	29,84	35,55	29,08	20,67	35,87	26,32	24,59	28,4
TiO2	0,51	0,26	0,83	2,14	0,31	4,75	0,83	0,73	0,93
Al2O3	1,93	1,18	2,87	2,99	1,75	4,20	2,18	1,97	2,36
Fe2O3tot	8,47	7,92	8,87	8,74	7,49	10,80	7,82	7,36	8,49
FeO	3,17	1,97	4,44	3,30	1,43	4,78	2,63	1,69	3,24
Fe2O3	4,95	3,85	6,15	5,08	3,57	6,58	4,89	3,9	5,7
MnO	0,13	0,11	0,16	0,17	0,09	0,26	0,19	0,15	0,24
MgO	33,46	29,24	37,39	27,73	20,43	30,78	26,6	24,13	28,48
CaO	7,14	4,39	11,58	10,85	1,55	20,42	15,26	12,99	18
Na2O	0,11	0,08	0,16	0,15	0,12	0,19	0,13	0,11	0,18
K2O	0,68	0,52	0,98	1,61	1,00	2,80	1,01	0,83	1,12
P2O5	0,42	0,24	0,55	0,59	0,08	1,12	0,74	0,37	1,32
H2O	8,47	4,20	12,04	6,86	4,61	9,31	6,24	4,29	8,63
CO2	5,61	3,45	9,10	8,52	1,22	16,04	12,07	10,2	14,14

Таблица 2.

Средний состав редких элементов кимберлитов трубки Обнаженная.

	кимберлитовая брекчия			Автолитовые обособления			массивный кимберлит (кимберлит в кимберлите)		
	Среднее	min	max	Среднее	min	max	Среднее	min	max
Li	17	10	27	17	7	39	17,4	13	20
Rb	24	15	35	77	32	160	38,6	35	45
Cr	830	430	1130	793	285	1010	771	580	910
Ni	1706	1440	2320	1093	515	1550	1284	1048	1450
Co	103	70	145	89	50	125	83	80	90
Cu	48	30	80	110	20	275	75	60	95
Zr	122	50	185	103	10	170	171	120	200
Sc	5	2	11	4	2	8	5,4	2	10
V	86	50	120	133	80	210	124	80	170
Sr	969	540	1800	1517	140	2800	1840	1400	2400
Ba	526	210	790	1062	200	2200	1420	1100	2000
U	7	3	9	9	3	18	12,4	10	14
Th	17	11	21	18	1	36	30	24	44
Pb	10	7	12	11	2	24	15,8	13	20

Ксенолиты представлены гранат- и шпинель-содержащими лерцолитами, пироксенитами и эклогитами.

Были изучены химический и редкоэлементный состав кимберлитов трубки Обнаженная (табл. 1, 2). Химический состав кимберлитов трубки Обнаженная характеризуется широкими вариациями основных оксидов Si, Ti, Al, Mg, Fe и др., и редких элементов (табл. 2). Эти вариации обусловлены действиями двух факторов. Главный фактор связан с процессами, ведущими к обогащению кимберлита карбонатной составляющей. Такими процессами являются как первичные, обуславливающие перераспределе-

ние карбоната в породе в результате фракционирования расплава, так и вторичные, возникающие в результате наложенных процессов карбонатизации. Факт более высокого содержания карбоната (кальцита) в массивных разновидностях кимберлита указывает на его первичную магматическую природу.

Другой фактор связан с изменчивостью содержания оксидов Ti, Fe, и Al. Эти изменения, по-видимому, связаны с первичными причинами, различиями в составах исходных расплавов или процессами дифференциации расплава при его восхождении из мантийных глубин к поверхности.

По составу кимберлиты трубки Обнаженная относится к петрохимическим типам 1 и 3 [Костровицкий и др., 2007]. Кимберлитовые брекчии являются более магнезиальными и очень близки к 1 высокомагнезиальному петрохимическому типу. Массивные кимберлиты и автолиты по составу можно отнести к 3 магнезиально-железистому петрохимическому типу. 1 высокомагнезиальный тип наиболее распространен в алмазоносных кимберлитовых полях. Хотя, следует заметить, что кимберлиты трубок северных полей преимущественно сложены магнезиально-железистым и железисто-титанистым типами. На графике зависимости CaO-MgO (рис. 1) хорошо видно, что поля фигуративных точек составов кимберлитовых брекчий и массивных кимберлитов не перекрываются. Кимберлитовые брекчии являются более высокомагнезиальными и низкокальциевыми, в то время как массивные разновидности, напротив, характеризуются высоким содержанием карбонатной и щелочной компоненты.

Главной особенностью редкоэлементного состава кимберлитов является наличие двух резко контрастных по поведению групп элементов – когерентных и некогерентных. Основным концентратором когерентных элементов является породообразующий минерал – оливин, что обуславливает связь особенностей их распределения с петрохимическими типами кимберлитов. Распределение некогерентных элементов (рис.2) кимберлитов Куойкского поля, в том числе трубки Обнаженная характеризуется очень широкой областью совпадения с распределением редких элементов для алмазоносных полей.

Массивные кимберлиты характеризуются более высокими содержаниями некогерентных элементов по сравнению с брекчиевыми разновидностями кимберлита. Последние оказались более разубоженными в результате значительного засорения пород обломочным материалом литосферной мантии.

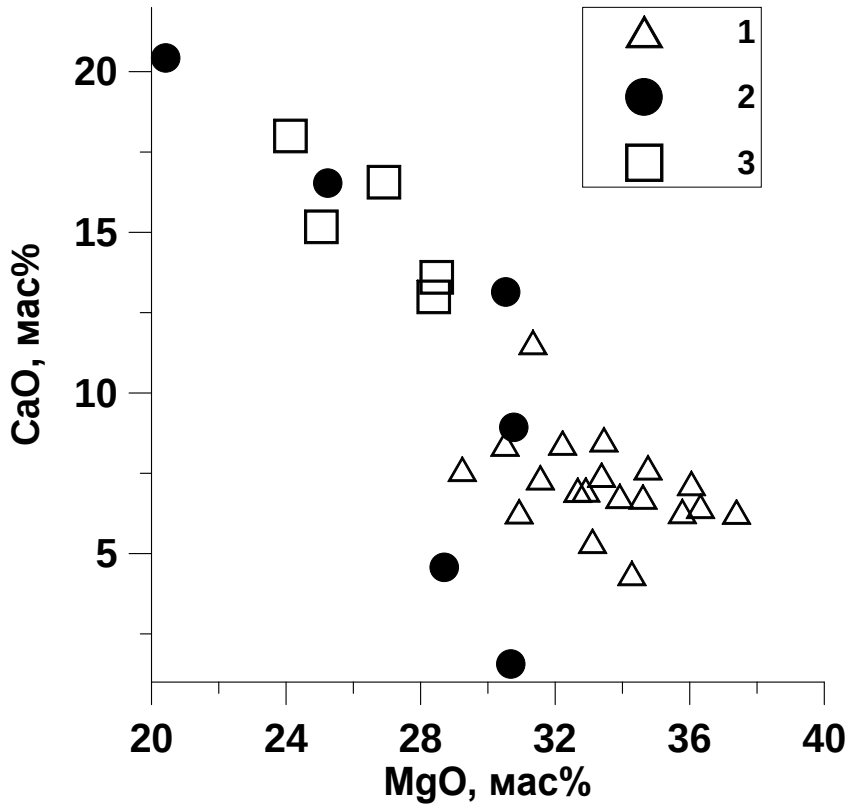


Рис.1. График зависимости CaO-MgO кимберлитов трубки Обнаженная.
1. кимберлитовая брекчия; 2. автолиты; 3. массивный кимберлит.

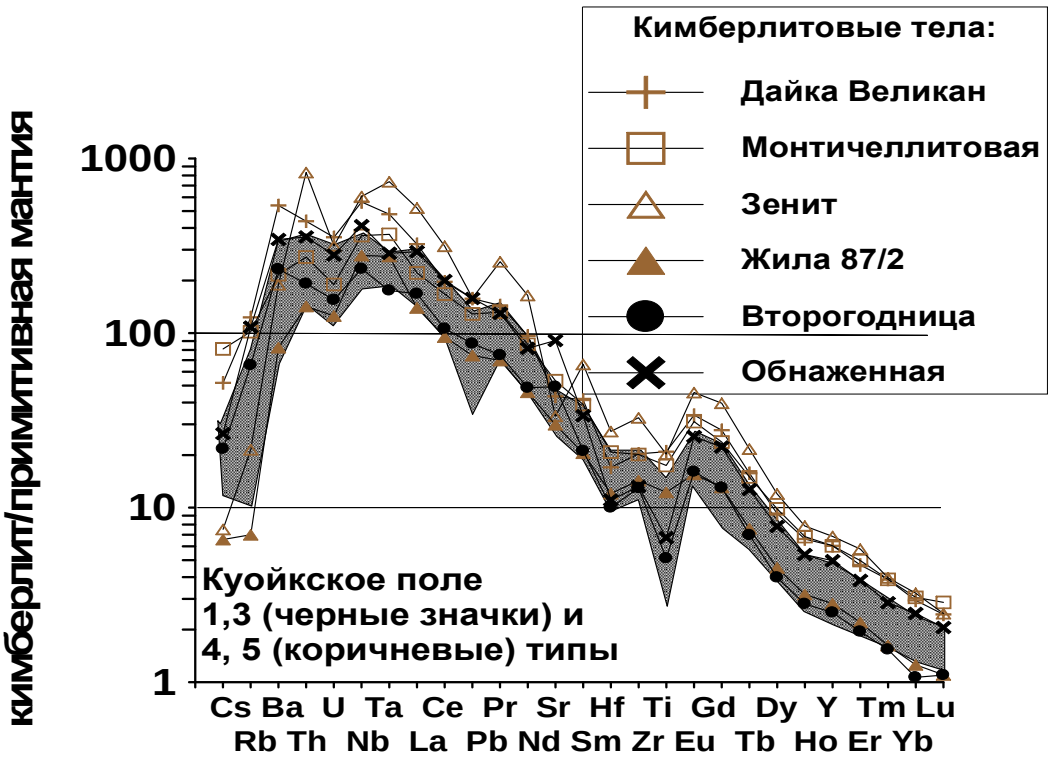


Рис. 2. Спайдердиаграмма распределения редких элементов для кимберлитов и родственных пород.
Примечание: заштрихованное поле – область составов для алмазоносных кимберлитов 1-го геохимического типа.

ВЫВОДЫ:

1. Трубка Обнаженная выполнена кимберлитами брекчиевой структуры серпентин-карбонатного состава с относительно большим количеством реликтового оливина.
2. Основным фактором изменчивости кимберлитов трубки Обнаженная являются процессы перераспределения карбоната в результате дифференциации первичного расплава при его восхождении из мантийных глубин к поверхности.
3. Кимберлитовые брекчии трубки Обнаженная относятся к 1 высокомагнезиальному типу кимберлитов, тогда как массивные кимберлиты следует отнести к 3 магнезиально-железистому петрохимическому типу.
4. Кимберлиты трубки Обнаженная характеризуется очень широкой областью совпадения с распределением редких элементов для алмазоносных полей.

1. Костровицкий С.И., Морикио Т., Серов И.В., Яковлев Д.А., Амиржанов А.А. Изотопно-геохимическая систематика кимберлитов Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2007, Т. 48, № 3. С. 350-371.
2. Милашев В.А. Родственные включения в кимберлитовой трубке «Обнаженная» (бассейн р. Оленек) // Записки всесоюзного минералогического общества, 1960, Серия 2, Часть 89, Выпуск 3. С. 284.
3. Уханов А.В., Рябчиков И.Д., Харькив А.Д. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. Москва: Наука, 1988. 286 с.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие……..**3**
Андрющенко С.В. Мезо-кайнозойские этапы развития магматических ассоциаций Удино-Витимского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области…..……..**4**
Бадмацыренова Р.А. Геология и геохимия Шильдырхейского расслоенного массива, Западное Забайкалье……...**6**
Бадмацыренова Р.А., Елбаев А.Л. Петролого-геохимические особенности Ингодинского дунит-троктолит-габбрового массива, Центральное Забайкалье…….**9**
Базаров А.Д., Татьков Г.И. Мониторинг технического состояния физкультурно-спортивного комплекса в ходе выполнения строительных работ…..……..……**11**
Базарова В.Б. Корреляция палеоклиматических событий и особенности развития природной среды Юго-Восточного Забайкалья в голоцене…..…….…….**13**
Бамбуев А.В., Будаев Р.Ц., Коломиец В.Л. Эоловое рельефообразование северной оконечности Боргойского хребта (Западное Забайкалье)……..……**15**
Бардамова И.В., Гергенов М.К. Влияние горнорудного производства на состояние поверхностных вод района Джидинских месторождений…….……**18**
Безрукова Е.В. Палиностратиграфические исследования и их значение для палеогеографических реконструкций – Байкальский регион……**19**
Берзин С.В. Комплекс параллельных даек в восточном обрамлении Ревдинского массива, Средний Урал……..…….**22**
Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А. Модель формирования мафических включений в кварцевых сиенитах Бургасского массива (Западное Забайкалье)……..……...**24**
Бурцева М.В., Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г. Гидротермальные процессы в карбонатитах Западного Забайкалья……..……**28**
Бусько А.Е., Шабанова Е.В., Васильева И.Е. Способы учета матричных и спектральных влияний при сцинтилляционном атомно-эмиссионном определении Au, Ag, Pt и Pd в геологических образцах…….**32**
Вагина Е.А. Условия образования золоторудного месторождения Чертово корыто (Патомское Нагорье)…….**36**
Васильева Е.В., Васильев В.И., Жатнуев Н.С. Роль пластично-хрупкого перехода земной коры в распределении тепла и вещества в магматогенно-гидротермальных системах…….……**40**
Васильева Е.В., Васильев В.И. Численная физико-химическая модель геохимического барьера пластично-хрупкого перехода земной коры…….……..**44**
Васильева Е.В., Васильев В.И. Численная физико-химическая модель рудообразующей магматогенно-гидротермальной системы……..……**47**
Волкова М.Г., Будяк А.Е., Брюханова Н.Н. Благородно- и редкометальное оруденение в пределах Кодаро-Удоканской зоны и его возможная связь с нижнепротерозойскими черносланцевыми толщами……...……..**51**
Волкова М.Г., Орсоев Д.А. Физико-химические условия образования пород Метешинского перидотит-пироксенит-габбрового массива (Западное Забайкалье)…….……....**53**
Гармаев Б.Л. Минеральный состав руд проявлений Сагансайрской золоторудной зоны (ЮВ часть Восточного Саяна)……...……**55**
Гармаева Е.А., Дамдинов Б.Б. Минералогия и генезис Коневинского золоторудного месторождения (Восточный Саян)…….……**57**
Гиль В.А. Новые данные о возрасте гранитоидных массивов Гетканчикского молибден-вольфрамового рудного поля (Верхнее Приамурье)……...……**60**
Гонегер Т.А. Петрогеохимические особенности и возраст Анакитского массива (бассейн р. Большой Амалат, Витимское Плоскогорье)…….……**62**
Дамдинов Б.Б. Вещественный состав и платиноносность пород Саган-Сайрского ультрабазит-базитового массива (Восточный Саян)…….……**64**
Денисова Ю.В. Элементы-примеси циркона Приполярного Урала……..**66**
Дубровина Ю.Ф., Усольцева М.В. Диатомовые водоросли рода *Tetracyclus* в миоценовых отложениях

северной палеодолины Витимского плоскогорья……**66**
Елбаев А.Л. Позднекаледонский гранитоидный магматизм Джидинской зоны (Юго-Западное Забайкалье)**68**
Захваев С.Г. Современный рентгеновский анализ в геологии……**72**
Избродин И.А., Рипп Г.С., Ходырева Е.В. Особенности составов редкоземельных фосфатных минералов из высокоглиноземистых пород Юго-Западного Забайкалья……**73**
Избродин И.А., Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г. Метаморфогенные цирконы из высокоглиноземистых пород Юго-Западного Забайкалья……**76**
Изыхеев В.С., Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц. Палеообстановки седиментогенеза надпойменной террасы в низовье р. Чикой……**79**
Кайгородова Е.Н. Обзор концепций геотектоники Забайкалья……**83**
Калашникова Т.В. Р-Т условия литосферной мантии под кимберлитовой трубкой Обнаженная……**86**
Карась О.А. Изотопный состав минералов скарнов Дальнегорского месторождения бора……**89**
Каримова Р.М. Базальты как сырье для производства минеральной ваты: экономические и технологические аспекты……**92**
Кислощаева Т.В. Влияние глобальных и региональных изменений климата на динамику ареала даурской пищухи и некоторых индикаторных форм плейстоценовой фауны Забайкалья……**95**
Кондратьева Т.В. Моделирование подземных горных выработок и воссоздание истинного положения трасс борозд в программе Micromine, на примере Средне-Голготайского месторождения……**96**
Ласточкин Е.И., Рипп Г.С. Особенности химического состава пироксенов из базитовых пород Ошурковского массива……**98**
Лобова Е.В. Роговообманковые габбро рефтинского комплекса (восточная зона Среднего Урала)……**102**
Мальцев Е.А., Бобров В.А., Леонова Г.А., Богуш А.А., Кривоногов С.К. Особенности диагенетического изменения состава поровых вод в голоценовом разрезе осадков оз. Духовое (Южное Прибайкалье)……**104**
Мезенцев С.Е., Яхно М.В. Минеральный состав пород и руд Удоканского медного месторождения…**108**
Мельников В.А., Паршин А.В. ГИС как судовая электронно-картографическая система……**111**
Михеев Е.И., Юдин Д.С., Малышев А.В. $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопный возраст гранулитов п-ова Святой Нос (Забайкалье) и проблема его геодинамической интерпретации……**112**
Мурзинцева А.Е. Коллекция Ф.П. Кренделева в собрании Музея БНЦ СО РАН……**117**
Олзоев А.М., Самсонов А.В., Хубанов В.Б., Ванчи П.Н., Врублевская Т.Т. Признаки плавления гранитных ксенолитов в лампрофировой магме (на примере ксенолитов Гусиноозерской дайки, Западное Забайкалье)……**120**
Паршин А.В. Особенности системы государственного мониторинга водной среды озера Байкал……**121**
Перевозникова Е.В. Типоморфные ассоциации рудных минералов в платиноносных марганцевосиликатных породах триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня……**124**
Рампилов М.О., Рипп Г.С. Возраст альбитовых гранитов Западного Забайкалья……**127**
Рампилов М.О., Рипп Г.С. МИНЕРАЛОГИЯ АЛЬБИТОВЫХ ГРАНИТОВ ОЙМУРСКОГО ШТОКА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)……**131**
Самсонов А.В., Врублевская Т.Т., Хубанов В.Б. Структурно-текстурные и вещественные неоднородности лампрофиров Гусиноозерской дайки, Западное Забайкалье……**134**
Санжиев Г.Д., Васильева Е.В. Интрателлурические растворы и связанные с ними эндогенные процессы……**136**
Санжиханов Г.Д., Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц. Характер и условия осадконакопления высокой надпойменной террасы р. Селенги (южная часть Гусиноозерской впадины)……**138**
Семенова И.В., Петров В.А. Вариации анионно-катионного состава трещинно-жильных вод Тулукуевского уранового месторождения (Юго-Восточное Забайкалье)……**142**
Степнова Ю.А., Пахомова В.А. Модель формирования Верхне-Шибановского месторождения по данным изотопии и термобарогеохимии……**146**
Устинов С.А., Петров В.А., Полуэктов В.В. Реконструкция этапов флюидопроницаемости пород уранового месторождения Антей, ЮВ Забайкалье……**150**

Филенко Р.А. Некоторые особенности химического состава гранатов Каменско-Черновского пегматитового поля (Восточное Забайкалье)……..……**153**
Фомин И.С., Арискин А.А., Николаев Г.С. Йоко-Довыренский расслоенный интрузив: условия кристаллизации в краевой части магматической камеры……..……**157**
Ходырева Е.В., Патрахина А.В., Рипп Г.С. Изотопная характеристика апатита из пород и руд Западного Забайкалья……..……..…**158**
Цыренова М. Б. Защита окружающей среды инженерными методами на примере формирования отвала окисленных руд месторождения Озерное……..……..**161**
Чернявский М.К. Перспективы освоения минеральных вод юга Витимского Плоскогорья..……**165**
Штельмах С.И. Геохимические особенности четвертичных отложений районов развития эрозионных процессов в Тункинской впадине……...……..……**167**
Эсенкулова С.А. Петрохимические и геохимические особенности кимберлитов трубки Обнаженная…….**170**

Геология Забайкалья

Материалы II Всероссийской молодежной конференции
15 – 18 мая 2012 г., г. Улан-Удэ
посвящённой 85-летию со дня рождения
чл.-корр. РАН Федора Петровича Кренделева

Материалы печатаются в авторской редакции

Издание утверждено к печати ученым советом Геологического института СО РАН