

Часть 2. ПРОБЛЕМЫ РАЗВИТИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ РУДНЫХ РАЙОНОВ

*В. А. Коротеев¹, В. Н. Огородников¹, Ю. А. Поленов²,
В. Н. Сазонов¹, А. Н. Савичев², Д. В. Коротеев¹*

¹ – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

koroteev@igg.uran.ru

² – Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

Уральские месторождения кианита и перспективы их использования

Глиноземистое сырье может быть получено из большого числа минералов и пород (бокситы, корунд, пирофиллит, каолинит, гиббсит, диаспор, полиморфы Al_2SiO_5 – силлиманит, андалузит, кианит и др.). В настоящее время на Урале практически только гидраты алюминия из бокситов используются в качестве руды для получения алюминия. Хотя в Сибири разработана промышленная технология получения силумина из нефелина и минералов группы силлиманита, одновременно разрабатываются дешевые электротермические методы получения из них алюминия [Небокситовое..., 1998].

Другой важной областью применения высокоглиноземистого сырья является производство высокоогнеупорных материалов, искусственных и естественных абразивов, химических и красящих веществ. Производство высокоглиноземистых огнеупоров занимает ведущее место в структуре потребления металлургических производств развитых стран. По составу они подразделяются на муллито-кремнеземистые, муллитовые и муллито-корундовые с огнеупорностью 1750–1850, 1800–1900 и 1850–1950 °С соответственно. Их получают из минералов группы кианита, условия формирования и перспективы использования которых рассмотрены в данной статье.

Типы месторождений кианита. Среди месторождений кианита можно выделить две группы продуктивных метаморфогенно-метасоматических пород, обогащенных высокоглиноземистыми минералами: 1) стратифицированные горизонты в толще плагиогнейсов раннего архея и протерозоя – глиноземистая (кианитовая) формация щитов и древних платформ (метаморфогенный, кейвский тип); 2) нестратифицированные метасоматические породы, слагающие внутренние и внешние шовные зоны полифациальных метаморфических комплексов андалузит-силлиманитового и кианит-силлиманитового термодинамических типов, образующихся по разновозрастным, обычно пелитовым породам – глиноземистая формация складчатых поясов (гидротермально-метасоматический, уральский тип).

Древнее основание метаморфических комплексов (Салдинский, Мурзинско-Адуйский, Верхисетский, Сысертско-Ильменогорский, Уфалейский, Джабык-Карагайский, Адамовский и др.) сложено высокометаморфизованными архейскими и протерозойскими отложениями. Они представлены двуслюдяными, биотитовыми, пироксен-амфиболовыми, биотит-гранат-кианитовыми, биотит-кианитовыми и биотит-гранат-силлиманитовыми плагиогнейсами с реликтами двупироксеновых, клинопироксен-гранатовых кристаллосланцев и гиперстен-магнетитовых кварцитов, амфи-

болитами. Центральные зоны метаморфических комплексов претерпели гранитизацию и ультраметаморфизм. В обрамлении древних гнейсовых блоков, в зонах дислокационного метаморфизма, сопровождающего развитие шовных зон смятия, наблюдается высокоградиентный метаморфизм, магматизм и контрастный метасоматоз, которые сочетаются с разновозрастными и разнотипными структурными элементами, причем более ранние переработаны в результате поздних движений.

В геологическом плане для дислокационного метаморфизма характерна связь с зонами разломов, в петрологическом – совмещение разновозрастных и разнотипных минеральных ассоциаций, большое, но еще слабоизученное влияние одностороннего сжатия (стресса) и, наконец, сочетание с метасоматозом и рудоотложением. В одних случаях деформация горных пород в зонах разломов происходит изохимически, в других – сопровождается явным выносом и привносом петрогенных элементов [Кейльман, Огородников, 1977; Огородников, 1993]. Процессы дислокационного метаморфизма играют важную роль в образовании метаморфогенно-метасоматических месторождений: они изменяют ранее существовавшие метаморфогенные рудные залежи, вызывают ремобилизацию рудного вещества и создают тектонические структуры, благоприятные для формирования новых метасоматических рудопроявлений полезных ископаемых.

Характерной особенностью гнейсово-мигматитовых комплексов Урала является существенное преобладание в их пределах неметаллических полезных ископаемых, таких как антофиллит-асбест, кварц, мусковит, кианит, андалузит, силлиманит, тальк и другие. Главным фактором, обуславливающим возникновение месторождений и проявлений, в данном случае может служить не столько концентрация вещества, сколько многоэтапность их преобразования, сопровождающаяся концентрацией полезного компонента, выделением его в соответствующей минеральной форме. Промышленная ценность этих, по сути, породообразующих минералов определяется их физическими свойствами, размером кристаллов, чистотой кристаллической решетки и т.д.

Условия формирования кианитов. Связь режима щелочности-кислотности с термодинамическими условиями метаморфических процессов легче всего представить, рассмотрев кристаллохимические особенности минералов, характеризующих различные метаморфические фации.

Устойчивость минералов с возрастанием температуры как функция энергии кристаллической решетки находится в прямой зависимости от величины зарядов, входящих в нее ионов, и в обратной зависимости от их радиусов. Кроме того, уменьшение ионного радиуса катиона, а также увеличение его координационного числа, в значительной мере определяют устойчивость минералов при возрастающем давлении [Кейльман, 1978; Огородников, 1993].

Изменение минералов происходит в результате изменения энергетического состояния структурных частиц кристаллической решетки под воздействием внешних факторов. Неизбежным следствием этих изменений является уменьшение или увеличение расстояний между структурными частицами, что отражается в увеличении или уменьшении количества частиц в объеме решетки. В результате новая решетка, по сравнению с исходной, всегда уплотнена или разуплотнена. Степень уплотнения или разуплотнения отражает направленность в изменении внешних термодинамических факторов. Используется величина структурной рыхлости « ω » кристаллических решеток минералов [Ициксон, 1970].

Взаимодействие флюида и твердой фазы в некоторых проявлениях может иметь полярно-противоположный характер: с одной стороны, состав и состояние флюида является причиной смены минеральных ассоциаций, а с другой – наоборот, изменение состава твердой фазы под влиянием меняющихся Т-Р условий определяет состав сосуществующего с ней флюида [Кейльман, 1974].

Выразительным примером такого двоякого взаимодействия может служить выщелачивание, которое осуществляется путем кристаллохимического фракционирования при метаморфизме (*метаморфогенный тип*) или в результате воздействия на твердую фазу активного кислого раствора (*метасоматический тип*).

В первом случае низковалентные ионы с большим радиусом в определенных термодинамических условиях, среди которых наибольшее значение имеет давление, оказываются неустойчивыми в кристаллической решетке большинства силикатов и уходят в раствор. Таким образом, формируются ассоциации, содержащие высокоплотные минералы, для которых характерна шестерная координация алюминия: кианит, пироп-альмандиновый гранат, хлоритоид, ставролит и др. По геологическим данным вполне четко устанавливается приуроченность таких ассоциаций к древним архейско-протерозойским гнейсово-амфиболитовым комплексам, претерпевшим высокотемпературный и высокобарический метаморфизм. Так как рассматриваемые ассоциации возникают вследствие реакции породы на изменяющиеся термодинамические условия, их необходимо отнести к числу *метаморфических*, хотя формирование самих минеральных агрегатов осуществляется с помощью *метасоматического* механизма и не является вполне изохимическим.

Появление высокобарических парагенезисов в шовных зонах докембрийских метаморфических комплексов (Кольский п-ов, Карелия, Алданский щит, Урал и др.) связано не столько с гидротермально-метасоматическими преобразованиями (изменение кислотности-щелочности) пород глубинными флюидами, сколько с кристаллохимическим фракционированием, обусловленным селективным переходом под давлением в раствор «наименее надежно закрепленных» ионов в кристаллической решетке, которое меняет соотношение химических потенциалов компонентов в твердой и жидкой фазах, определяя, в частности, щелочность-кислотность и другие свойства раствора. Векторное стрессовое давление, возникающее в зонах тектонического сжатия, трансформируясь дилатационно-гидравлическим путем во флюидное давление с весьма высоким градиентом, стимулирует инфильтрационные процессы [Бельков, 1963; Огородников, 1993].

Поэтому *метаморфогенный кианит* в плагиогнейсах Уфалейского, Сысертско-Ильменогорского, Кочкарского, Адамовского, Джабык-Карагайского метаморфических комплексов образуется по биотиту, а не по алюмосиликатам (полевым шпатам или мусковиту), и минеральная ассоциация создается без кварца, в отличие от гидротермально-метасоматического способа образования кианит-кварцевых зон. Аналогичная картина описана в плагиогнейсах Карелии [Щербакова, Терехов, 2004].

Типы кианитовых месторождений Урала. На Урале широко развиты месторождения метасоматических кианитовых кварцитов, реже силлиманитовых кварцитов, залегающих в шовных зонах, секущих силлиманит(кианит)содержащие гнейсы Адамовского, Кочкарского, Мурзинско-Адуйского, Уфалейского, Сысертского метаморфических комплексов [Игумнов, Кожевников, 1935; Кейльман, 1974; Огородников и др., 2007]. Метасоматические кианитовые кварциты накладываются на залежи метаморфогенного кианита, образуя секущие зоны кианитовых кварцитов метаморфогенно-метасоматического генезиса.

Метасоматические кианитовые кварциты представляют собой плотные породы, разбитые трещинами отдельности на крупные блоки. Кианит распределяется в кварцитах неравномерно: от единичных зерен до 40–50 %. В зонах высокой концентрации кианита, последний кристаллизуется в виде радиально-лучистых агрегатов светло-голубой окраски. Кианит образует радиально-лучистые агрегаты в кварците, в котором по границам зерен наблюдаются скопления пылевидного магнетита, реже появляются зерна рутила, пирита, гематита.

Кроме того, на метаморфогенных и метаморфогенно-метасоматических месторождениях обычно наблюдаются *гидротермально-метасоматические* кварцевые жилы выполнения, имеющие в зальбандах андалузит, кианит или силлиманит, зачастую в парагенезисе с мусковитом [Огородников, 1993]. Содержания высокоглиноземистых минералов в этих зонах представляют лишь минералогический интерес, промышленных концентраций не образуют.

Таким образом, образование месторождений высокоглиноземистых минералов связывается с метаморфическими комплексами архейско-протерозойского возраста. Метаморфогенно-метасоматический механизм образования кианитовых месторождений создает относительно стратифицированные залежи с крупными запасами, наибольшие из которых сконцентрированы на Кольском п-ове (свита Кейв), Сибири и на Урале.

Сравнение уральских кианитов (пробы БР, БС, КУ, КТ, СВЛ) с кианитом свиты Кейв (пробы КЕЙ) методами математической статистики и факторного анализа показал их сходство по минеральным включениям и примесям, химическому составу, содержанию редких и редкоземельных элементов (рис.).

Установлено, что наиболее загрязненными по минеральным примесям и химическому составу оказываются ранние порфиробластические метаморфогенные кианиты. Менее загрязненным оказывается метаморфогенно-метасоматический параморфический тип кианита по более ранним хиастолитам, волокнисто-игольчатый и конкреционнo-лучистый промышленный тип из кианитовых кварцитов и порфиробластический кианит зон перекристаллизации. Наиболее чистыми оказываются гидротермально-метасоматические поздние кианиты голубого цвета, образующие оторочки в зальбандах кварцевых жил. К сожалению, они имеют очень небольшие масштабы распространения и соответственно запасы. В техногенных отложениях Андреево-Юльевской россыпи преобладает порфиробластический кианит (БС-1), аналогичный коренным выходам Борисовских сопок (БС-10). Он достаточно чистый, к тому же в значительной мере уже обогащен.

Исследования последних лет показали, что организовать крупномасштабное производство концентратов кианита (силлиманита) в короткие сроки невозможно, но с использованием результатов наших работ вполне реально в течение 2–3 лет освоить месторождение с производительностью добычи кианитового концентрата 30–50 тыс. т в год. Наиболее благоприятными в этом отношении являются месторождения кианита Урала. Их преимущества: инфраструктура региона развита; месторождения кианита Абрамовское, Карабашское, Борисовское и др.) находятся недалеко от железных дорог; потребители местные (Магнитогорский, Челябинский, Нижнетагильский металлургические комбинаты, Первоуральский, Богдановичский и Сухоложский огнеупорные, Богословский и Уральский алюминиевые заводы). Имеются обогатительные фабрики (Асбестовская, Кыштымская, Тайгинская и др.), мощности которых незагружены.

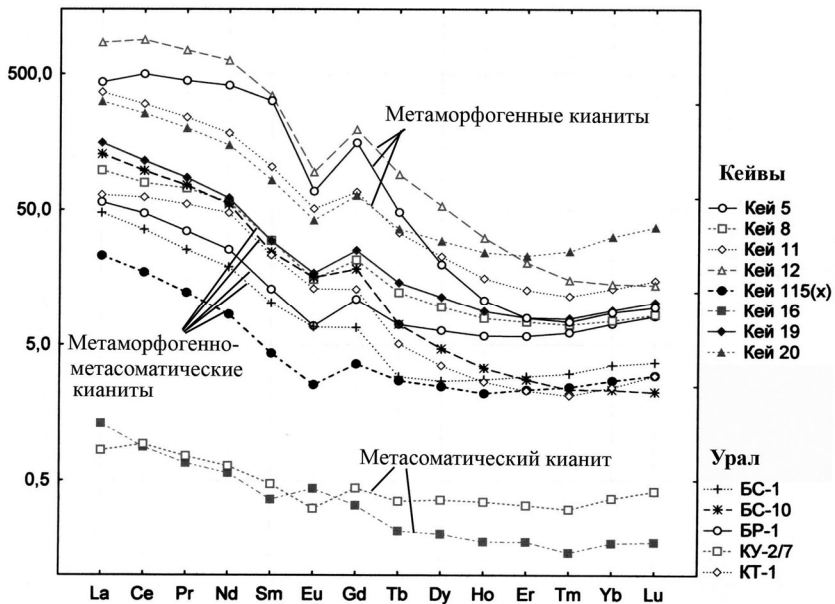


Рис. Распределение редких земель, нормированных по хондриту, в кианитах месторождений Кольского полуострова (кейвская свита) и Урала.

Потребности в кианитовых концентратах в десятки раз превышают ожидаемые производственные возможности; руды имеют предельно простой минералогический состав и на их базе можно создать безотходное производство концентратов с выделением в качестве товарных продуктов кианита, кварца, слюды, рутила и золота. Ресурсы сырья достаточны для крупномасштабного производства концентратов; на базе кианита и кварца в дальнейшем можно организовать обжиговое, огнеупорное, керамическое, силуминовое, алюминиевое, стекольное и другие предприятия.

В настоящее время успешно разрабатывается пилотный проект по обработке техногенных песков Андреево-Юльевской россыпи, которая расположена в 3-х км от дер. Борисовки и в 18 км к югу от г. Пласт.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований № 23 Президиума РАН, Интеграционного проекта «Развитие минерально-сырьевой базы России: освоение новых источников высокоглиноземистого сырья (минералы группы силлиманита и пирофиллита, каолины, золы и др.)», руководитель проекта академик РАН В. А. Коротеев, и междисциплинарного проекта фундаментальных исследований выполняемых совместно с организациями СО РАН «Минералы группы силлиманита – новый вид сырья для производств высокоглиноземистых огнеупоров, глинозема, силумина и алюминия». Частичное финансирование осуществлялось по госбюджетной теме Г-3 (УГГУ).

Литература

- Бельков И. В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.: АН СССР, 1963. 320 с.
 Изумнов А. Н., Кожевников К. Е. Уральские месторождения дистена (кианит). Тр. ВИМС, 1935. Вып. 90.

Ицксон Г. В. Кристаллохимическое фракционирование калия и натрия в метаморфических процессах и его металлогеническое значение // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л.: Наука, 1970. С. 172–194.

Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.

Кейльман Г. А., Огородников В. Н. О взаимодействии флюида с минеральными системами при метаморфизме // Флюидный режим земной коры и верхней мантии. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1977. С. 79–80.

Небокситовое алюминиевое сырье Сибири. М.: Недра, 1988. 167 с.

Огородников В. Н. Закономерности размещения и условия образования кварцевожильных хрусталеносных и золоторудных месторождений Урала. Автореф. дис.... д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1993. 28 с.

Огородников В. Н., Сазонов В. Н., Поленов Ю. А. Минерагения шовных зон Урала. Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. 216 с.

Щербакова Т. Ф., Терехов Е. И. Геохимическая характеристика глиноземистых плагиогнейсов: к вопросу о происхождении кианитсодержащих пород Беломорского пояса // Геохимия. 2004. № 6. С. 611–631.

В. В. Масленников¹, А. М. Виноградов², Н. Р. Аюпова¹

¹ – *Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
mas@mineralogy.ru*

² – *Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург*

Модели литогенеза отложений палеогидротермальных полей как основа для геолого-геофизического прогнозирования колчеданных месторождений

Колчеданоносные районы Южного и Среднего Урала, где поверхность уже разведана, требуют проведения целенаправленных прогнозно-поисковых работ, направленных на открытие глубокозалегающих колчеданных месторождений. Эта проблема стоит применительно к Северному, Приполярному и Полярному Уралу, малоизученные колчеданоносные комплексы которых перекрыты мощным осадочным чехлом. Необходима разработка новых критериев прогнозирования колчеданных месторождений и перспективных участков по отдельным глубоким скважинам. Один из подходов, который может привести к наиболее перспективной системе новых критериев прогнозирования, является сочетание детальными литологическими наблюдениями в комплексе с геофизическими данными. В последние десятилетия связь геологов с геофизиками была утрачена, и это отрицательно сказалось на появлении новых прогнозно-поисковых разработок и открытиях новых колчеданных месторождений. Исключение составляют региональные геолого-геофизические исследования, касающиеся изучения плотности и магнитной восприимчивости пород востока Западной-Сибирской платформы [Ананьева и др., 2008]. Эта успешная работа напоминает геологам и геофизикам о необходимости сотрудничества. Вместе с тем, геология, также как и геофизика, каждая в отдельности достигли нового уровня в понимании генетических моделей колчеданообразования и их отражения в геофизических полях.

В последние десятилетия определилась ведущая роль гидротермально-осадочных процессов в формировании колчеданных месторождений. Гидротермально-оса-

дочные гипотезы на первом этапе подтвердились обнаружением металлоносных рассолов и сульфидных отложений в Красноморском рифте, на втором – открытиями придонных сульфидных построек – «черных курильщиков» в современных океанических рифтах и задуговых бассейнах. В настоящее время проблема противостояния двух концепций гидротермально-осадочного колчеданообразования в нашей стране, вопреки зарубежным разработкам [Solomon et al., 2004], успешно решается в пользу модели «черных курильщиков» [Зайков, 2006; Масленников, 2006; Масленникова, Масленников, 2007]. Это вносит существенные коррективы в существующие прогнозно-поисковые критерии, базирующиеся на генетической модели «металлоносных рассолов». В частности, доказано, что слоистые руды в основном представлены рудокластическими, а не хемогенными сульфидными осадками. Они образуют шлейфы сульфидных турбидитов вокруг разрушающегося сульфидного холма. На некоторых палеогидротермальных полях присутствуют металлоносные осадки – продукты гальмиролиза или диагенеза сульфидных турбидитов и более редких отложений сульфидных «дымов». Таким образом, колчеданоносное палеогидротермальное поле – это ареал развития гидротермальных и кластогенных сульфидных отложений, окруженный металлоносными осадками и приуроченный к одному и тому же литолого-стратиграфическому уровню и вулканотектонической структуре. В соответствии с моделью черных курильщиков размеры палеогидротермальных полей небольшие (1–2, реже до 4 и 16 км²). В скважине материальным выражением части палеогидротермального поля является слоистая пачка, сложенная гидротермальными, кластогенными сульфидными отложениями и продуктами их донного преобразования, нередко смешанными с фоновыми осадками. В геологическом разрезе такие слоистые пачки образуют рудоконтролирующие вулканогенно-осадочные горизонты. В каждом рудном районе такие горизонты характеризуются своими ассоциациями сульфидных и металлоносных отложений.

Типизация колчеданоносных вулканогенно-осадочных горизонтов базируется на анализе состава и кислотно-основных характеристик рудных, окolorудных и фоновых отложений, а также вмещающих их вулканитов [Масленников, 2006]. В соответствии с рудно-формационной классификацией колчеданных месторождений выделяются колчеданные месторождения, залегающие в серпентинитовых, базальтовых, риолит-базальтовых и базальт-риолитовых или риолитовых комплексах. По составу вулканитов они образуют непрерывный ряд с постепенной сменой плотности пород от 3 до 2.7 г/см³ и уменьшением магнитной восприимчивости, обычно от 80 до 12 (в 10⁻⁵ ед. СИ). В этом же формационном ряду медно-колчеданные месторождения сменяются медно-цинково-колчеданными и колчеданно-полиметаллическими, в них уменьшаются содержания пирита, пирротина, магнетита, нарастает количество сфалерита, галенита и барита. Соответственно, уменьшается магнитная восприимчивость и проводимость руд. В пределах каждого рудно-формационного класса колчеданные залежи различаются по форме, отражающей степень разрушения сульфидных построек [Масленников, 1999; 2006]. В пределах морфогенетического ряда слабозрушенные сульфидные холмы сменяются сильно разрушенными, затем рудокластическими линзами с реликтами сульфидных построек и, наконец, пластообразными телами дистальных сульфидных турбидитов. Смена форм рудных тел и соотношения рудных фаций, коррелирующие с нарастанием относительных объемов вулканогенно-осадочных пород по сравнению с эффузивными, не может не сказываться на геофизических полях. В начале ряда геофизические поля в плане будут локальными (0.1 км²), в конце – обширными (до 1–16 км²). Можно предполагать, что вариации

параметров плотности, магнитной восприимчивости и проводимости будут нарастать к концу морфогенетического ряда. В месте с тем, характер полей (например, магнитные или немагнитные) во многом будет определяться составами сульфидных турбидитов и продуктов их преобразования.

Установлено, что последовательность минералого-геохимической эволюции сульфидных турбидитов и состав конечных продуктов их преобразования во многом зависит от исходного состава фрагментов руд, а также от состава примесных осадков, а точнее от их кислотно-основных характеристик.

Аномальной магнитной восприимчивостью будут обладать пирротиновые и магнетитовые продукты преобразования сульфидных турбидитов. Как первые, так и вторые возникают в определенных условиях диагенеза, когда примесные осадки поставляют избыточные содержания Fe^{2+} за счет сопряженного разложения оливина и пироксенов. Такие осадки связаны с месторождениями серпентинит-яшмовой (типы ишкининский, маукский, оутокумпу) и базальт-яшмовой (типы Зимнее, Бесси) ассоциаций, испытавших глубинный катагенез или метаморфизм. Гематит-магнетитовые диагениты с пиритом будут более характерны для месторождений риолит-базальт-яшмовой ассоциации. Пирротиновые и магнетитовые фации являются скорее исключением на месторождениях базальт-риолитовой и риолит-дацитовой ассоциации, где наблюдается дефицит железистых минералов как в составе рудокластов (нет пирротина, мало пирита), так и в примесных вулканокластических осадках. Обычно вместо высокожелезистых ферритолитов и слоистых пирротиновых руд на этих месторождениях встречаются маложелезистые гематит- или пирит-содержащие кремнистые пелитолиты и силициты розового и серого цветов. Они обладают низкой магнитной восприимчивостью (обычно 10^{-20} – 10^{-5} ед. СИ). Сульфидно-кремнистые породы характеризуются аномалиями ВП. В сочетании с минералого-геохимическими исследованиями это может служить признаком для выявления колчеданоносных вулканогенно-осадочных горизонтов. Однако, еще одним условием появления пирротина в продуктах преобразования сульфидных турбидитов является обилие органического вещества, разложение которого уже на стадии глубинного катагенеза или раннего метаморфизма приводит к образованию вторичного пирротина (типы филизчайский, атласский). Важнейшим фактором концентрирования высокожелезистых металлоносных отложений является примесь известковистого материала. Щелочные условия, которые создают карбонаты, способствуют фиксации гидроксидного железа и выносу кремнезема. При литогенезе и метаморфизме таких отложений первоначально возникают гематитовые породы, затем – магнетитовые. Оба минералогических типа по сравнению с известняками и вмещающими кислыми вулканитами (Галганское месторождение) характеризуются значительной плотностью (более 3 г/см^3) и аномальной магнитной восприимчивостью.

Установлено, что гематит-кремнистые отложения колчеданоносных палеогидротермальных полей по сравнению с фоновыми яшмами характеризуются гораздо большими вариациями плотностями (3 – 5 г/см^3), магнитной восприимчивости (от $5? 10^6$ до $190? 10^6$ ед. СГМС) при близких значениях кажущегося удельного сопротивления (800 – 19600). В рудоконтролирующих пирит-кремнистых силицитах кажущееся удельное сопротивление гораздо ниже (160 – 8000) этого же параметра в фоновых силицитах (10000 – 20000). При этом магнитная восприимчивость как фоновых, так и околорудных силицитов всегда очень низкая и слабо варьирует (1 – $5? 10^6$ ед. СГМС). Высокие вариации физических параметров позволяют отличать околорудные металлоносные осадки от фоновых эффузивных и вулканогенно-осадочных фаций.

Таким образом, существует несколько вариантов литогенеза и метаморфизма отложений колчеданоносных палеогидротермальных полей. Для геофизических интерпретаций важно определиться с типами осадочно-вулканогенных формаций, которые должны подразделяться не только по составу и физическим свойствам вулканитов, но и по составу и свойствам фоновых осадков (яшмовые, черносланцевые, карбонатные) с учетом физико-химического характера диагенеза, степени катагенеза или метаморфизма металлоносных отложений.

Авторы благодарят А. Г. Кузину за помощь в выполнении определений физических свойств околорудных пород колчеданных месторождений. Работы выполнялись по проекту (10-5-07-ИАП) ориентированных фундаментальных исследований УрО РАН.

Литература

Ананьева Е. М., Винничук Н. Н., Иванов К. С. и др. О плотности пород востока Урала и фундамента Западно-Сибирской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 114 с.

Зайков В. В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин (на примере колчеданоносных зон Урала и Сибири). М.: Наука, 2006. 428 с.

Масленников В. В. Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.

Масленников В. В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданоносных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: Геотур, 1999. 348 с.

Масленникова С. П., Масленников В. В. Сульфидные трубы палеозойских «черных курильщиков» (на примере Урала). Екатеринбург–Миасс: УрО РАН, 2007. 312 с.

Solomon M., Tornos F., Large R. R. et al. Zn-Pb-Cu volcanic-hosted massive sulphide deposits criteria for distinguishing brine pool-type from black smoker-type sulphide deposition // *Ore Geology Reviews*, 2004. Vol. 25. P. 259–283.

А. М. Косарев

*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
amkosarev@mail.ru*

Колчеданоносные вулканические комплексы Южного Урала: петролого-геохимические особенности, геодинамика, продуктивность

Вулканические комплексы, вмещающие колчеданные месторождения Магнитогорской мегазоны на Южном Урале, сформировались на островодужной стадии развития подвижного пояса в течение позднеэмско-раннеэйфельского и эйфель-живетского циклов вулканизма в пределах Западно-Магнитогорской (ЗМЗ) и Восточно-Магнитогорской (ВМЗ) зон. По составу руд и геологическому строению рудных районов преобладающие колчеданные месторождения принадлежат к четырем типам: 1) Ивановско-Ишкининскому Co–Cu, 2) Уральскому Cu–Zn, 3) Баймакскому Au-полиметаллическому, 4) Домбаровскому Cu [Медноколчеданные..., 1985; Зайков и др., 2001; Серавкин, 2007].

Рудно-магматическая система (РМС) Ивановско-Ишкининского Co-Cu-колчеданного типа получила развитие в пределах Вознесенско-Присакамарской струк-

турно-формационной зоны ЗМЗ. Разрез Вознесенско-Присакмарской зоны состоит в обобщенном виде из четырех частей: 1 – пластины серпентинизированных ультрабазитов; 2 – пластины олистостромово-серпентинитового мегамеланжа; 3 – олистостромового горизонта ультрабазит-габбро-кремнисто-обломочного состава; 4 – толщи кремнистых алевролитов эйфель-франского возраста. Рудные тела Ишкининского месторождения залегают в основании пласта олистостромовых брекчий ультрабазит-базальтового состава и имеют медно-кобальтово-мышьяковый и серно-колчеданный состав [Мелекесцева, Зайков, 2003].

По результатам сопоставления геологических разрезов и химизма пород Бурибайского рудного района (Таналыкский разрез), Ишкининского рудного поля [Мелекесцева, Зайков, 2003; Jonas, 2003] и Байгускарковского участка установлено, что: 1) вулканогенные породы бурибайского комплекса принадлежат к умереннощелочной и толеит-бонинитовой петрогенетическим сериям; 2) толщи бурибайского вулканического комплекса (D_{1e2}) по возрасту и составу сопоставимы с надрудной вулканогенно-олистостромовой баймак-бурибайской толщей Ишкининского рудного поля [Зайков и др., 2001; Мелекесцева, Зайков, 2003; Jonas, 2003], со средней частью олистостромовой толщи Байгускарковского участка и надрудными базальтами Ивановского рудного поля; 3) бурибайский вулканический комплекс слагает нижнюю часть разреза фронтальной позднеэмско-раннеэйфельской энсиматической островной дуги Магнитогорской мегазоны, а олистостромовая толща Байгускарковского участка является, вероятно, его фацией в пределах древнего глубоководного желоба; 4) в основании олистостромовой толщи на Байгускарковском участке залегают мономиктовые ультрабазит-серпентинитовые эдафогенные брекчии, имеющие стратиграфические и тектонические контакты с нижележащими серпентинитами и перекрывающими их габбро-кремнеобломочными брекчиями.

Значительное сходство породных ассоциаций островодужного склона глубоководного желоба современных Западно-Тихоокеанических островных дуг и рудных полей Co-Cu-колчеданных месторождений позволяет предполагать, что колчеданное оруденение Ивановско-Ишкининского типа формировалось на островодужном склоне глубоководного палеожелоба позднеэмско-эйфельской энсиматической островной дуги.

Рудно-магматические системы Уральского типа делятся на два главных подтипа: первый подтип с преобладанием в рудах меди над цинком ($Cu > Zn$) и второй – с преобладанием в рудах цинка над медью ($Cu < Zn$). Представителями первого подтипа Уральского типа РМС являются Юбилейное и Бурибайское колчеданные месторождения Бурибайского рудного района ЗМЗ. Рудовмещающие вулканогенные толщи входят в состав бурибайского вулканического комплекса, возникшего в начале позднеэмско-раннеэйфельского вулканического цикла.

Бурибайский базальт-риолитовый комплекс ($D_{1e2b-br_{1-3}}$) сложен вулканами бонинитовой, толеитовой островодужной и известково-щелочной магнезиальной петрогенетических серий. По петролого-геохимическим данным он формировался в надсубдукционной обстановке в результате подъема мантийного диапира под воздействием субдукционных флюидов, богатых H_2O , Cl, Na [Spadea et al., 2002; Косарев и др., 2005]. Главные события в развитии РМС с учетом модельных построений [Bailey et al., 1989] представляются следующими: 1) на ранней стадии при сравнительно низких P_{H_2O} и низкой степени плавления мантийного субстрата (5–10 %) в небольших объемах образовались субщелочные натриевые базальты ($b-br_1$), обогащенные крупноионными литофильными элементами и всем рядом РЗЭ и содержащие

пониженные концентрации Nb, Ta, Zr; 2) последующая генерация преобладающих бонинитов и толеитовых магнезиальных островодужных базальтов (b-br₂) осуществлялась при повышенных P_{H₂O} и более высокой степени плавления (15–30 %) мантийного субстрата; 3) базальтовый вулканизм бурибайского комплекса происходил в условиях преобладающего растяжения; 4) отложение основного объема серно- и медноколчеданных руд происходило непосредственно на эффузивных базальтах (b-br₂) до излияний кислых пород.

Карамалыташский базальт-риолитовый комплекс (D₂efkm) сформировался в начале эйфель-живетского цикла вулканизма в зоне расщепления Ирландской островной дуги. Этот комплекс вмещает колчеданные месторождения второго под-типа (Cu < Zn) Уральского типа [Серавкин, 2007], представителями которого являются Учалинское и Сибайское медно-цинковоколчеданные месторождения.

Рудовмещающий карамалыташский комплекс Сибайского рудного района формировался над зоной субдукции восточного падения, сложен *островодужными толеитовыми базальтами* с характерными низкими концентрациями Al, Ti, Zr, Nb, P, Cr, K, Ni [Spadea et al., 2002; Косарев и др., 2006], свидетельствующими об участии субдукционных флюидов в их петрогенезе. Щелочные, щелочноземельные и радиоактивные элементы (K, Rb, Ba, Sr, Th, U) на спайдер-диаграммах породе/N-MORB дают положительные аномалии, а негативные аномалии принадлежат Nb, P, легким РЗЭ и Eu. Кремнекислые породы карамалыташского комплекса геохимически родственны базальтам и принадлежат, судя по распределению РЗЭ, к толеитовой серии. Отложение колчеданных руд во времени и структурно тесно связано с кислым вулканизмом, большие объемы которого определяли цинковую специализацию и длительность проявления умеренно-температурной стадии гидротермальной деятельности.

Рудно-магматическая система Баймакского типа изучена на колчеданных золото-полиметаллических месторождениях Баймакского рудного района. Вулкани-ты рудовмещающей формации относятся к верхней части разреза баймак-бурибаевской свиты, выделенной нами в *верхнетаналыкский* вулканический комплекс (D₁e₂^{//} vtn₁₋₃). Этот комплекс возник во втором малом цикле вулканизма (D₁e₂^{//}) в пределах крупного верхнеэмско-раннейфельского цикла. По ассоциации вул-канических пород и их петролого-геохимическим характеристикам этот комплекс относится к непрерывной базальт-андезит-дацит-риолитовой формации известково-щелочной серии.

Верхнетаналыкский базальт-андезит-дацит-риолитовый комплекс фор-мировался на больших глубинах и при пониженных P_{H₂O}, по сравнению с бурибай-ским комплексом. Основные этапы развития непрерывной гомодромной известково-щелочной базальт-андезитбазальт-андезит-дацит-риодацитово-й серии вулкани-тов (vtn₁₋₃) и РМС были связаны с подъемом мантийного диапира, достижением им ниж-ней коры и с последовательным выплавлением из надсубдукционного мантийного клина и амфиболитизированных базальтов нижней коры при повышенных P_{H₂O} базаль-тов, андезибазальтов, андезитов, дацит-риодацитов [Рингвуд, 1981; Косарев и др., 2005].

При перемещении магм к поверхности в них шли процессы кристаллизацион-ной и флюидной дифференциации, усиливающие известково-щелочные тенденции расплавов. На заключительном этапе образования комплекса возникли верхнекоро-вые интрузивные очаги кислой магмы, расплавы которых обогащались флюидной фазой (S, H₂O, Cl), рудогенными (Cu, Pb, Zn), крупноионными щелочными и щелоч-

ноземельными (Na, K, Rb, Ba, Cs, Li) элементами и легкими РЗЭ. Основной объем меди кислых магм концентрировался в остаточных расплавах, а затем в остаточном флюиде, что запечатлено в расплавных и газовой-жидких включениях и образовании медных руд на ранней высокотемпературной стадии. Последующее отложение существенно полиметаллических и баритовых руд, происходившее после формирования экструзивно-субвулканического комплекса кварцевых риодацитов, контролировалось остывающим магматическим очагом, определяющим температуры и особенности составов гидротермальных потоков.

Во всех РМС питающие вулканы магматические очаги стимулировали деятельность конвективных приповерхностных ячеек; на периферии последних в зоне погружающихся холодных морских вод создавались окислительные условия, а в центре, в зоне выхода на поверхность горячих гидротерм, при высоком потенциале S, в восстановительных условиях происходило отложение сульфидов.

Рудно-магматическая система Домбаровского типа. Домбаровский рудный район представляет собой зону задугового спрединга, заложившуюся на краю Восточно-Уральского микроконтинента при ограниченном влиянии зоны субдукции. Ниже подрудных базальтов киембаевской свиты залегает толща ортосланцев зеленосланцевой фации тефрит-трахибазальтового комплекса (D_{1e1} ?) и толща гранито-гнейсов, аналогичных распространенным в Восточно-Мугоджарской мегазоне. Из этого следует, что на ранней стадии Домбаровская рудоносная зона представляла собой область субконтинентального рифтогенеза, которая в результате спрединга эволюционировала в раздвиг с корой океанического типа.

Киембаевский вулканический комплекс (D_{1e2} kmb) формировался в ВМЗ синхронно с бурибайским вулканическим комплексом ЗМЗ в позднем эмсе. Эта РМС продуцировала медноколчеданные цинксодержащие ($Cu > Zn$) месторождения Домбаровского рудного района. Рудные тела Летнего месторождения располагаются в верхней части разреза киембаевской свиты (D_{1e2}), сложенной толеитовыми (TiO_2 1.1–2.08 %) субокеаническими пиллоу-базальтами. Для них характерны низкие содержания K_2O (0.04–0.24 %), повышенные Na_2O (1.7–4.89 %). По соотношениям Zr и Ti, Ti и Cr, Cr и Ni, Ni и Co они близки к толеитам COX [Серавкин и др., 1992]. Величина отношений Ni/Co в киембаевских базальтах колеблется от 1.48 до 5.2, что типично для толеитов COX. На спайдер-диаграммах (проба 3379/738) видна близость этих базальтов с N-MORB по всему ряду РЗЭ, Zr, Ti, Y, Th, обнаруживаются положительные аномалии Sr, Pb, U, Ba, Rb, Cs, отрицательная аномалия Nb. В пробе 3379/984 при пониженном уровне содержаний РЗЭ присутствуют негативные аномалии Zr и Nb, положительные аномалии Pb, Sr, элементов КИР, свидетельствующие о том, что базальты киембаевского комплекса относятся к типу N-MORB с островодужным уклоном характерным для окраинных задуговых бассейнов.

Продуктивность вулканических комплексов Южного Урала на колчеданное оруденение различна. Наиболее высокая продуктивность установлена в: а) бимодальных надсубдукционных комплексах фронтальной зоны Магнитогорской островодужной системы (бурибайский комплекс) и б) бимодальных надсубдукционных комплексах внутридугового спредингового бассейна (карамалыташский комплекс). Выплавление магм происходило при высоких P_{H_2O} . В эту группу входят: а) Гайское, Юбилейное, б) Учалинское, Новоучалинское, месторождения Верхнеуральского рудного района, Сибайское.

Умеренная колчеданоносность (мелкие и средние месторождения) обнаружена в надсубдукционных комплексах известково-щелочного (месторождения Баймакского рудного района), субщелочного (Джуса, Барсучий Лог) и переходного от толеитового к известково-щелочному (Александринское) типов в тыловодужной зоне, а также в базальтовом (Осеннее, Летнее месторождения) и контрастном (Акжарские рудопоявления) комплексах окраинно-океанического бассейна (D_{1e2}). Выплавление магм происходило при умеренном P_{H_2O} .

Слабоколчеданоносными являются субокеанические субщелочные и толеитовые комплексы, в геохимических характеристиках которых нечетко проявлены островодужные черты (большекумакский, ащебутакский, шуулдакский комплексы). Их формирование происходило при слабом влиянии субдукционной флюидной фазы и пониженном P_{H_2O} .

Некоторые из геохимических характеристик базальтов (TiO_2 , Zr, La/Yb), зависящие от P_{H_2O} и степени плавления мантийного субстрата, коррелируют с запасами рудного вещества в рудных районах Южного Урала, что позволяет использовать их для прогнозной оценки слабоизученных площадей. Кроме того, наличие этих корреляционных зависимостей свидетельствует о недооценке значения мантийного источника рудного вещества в формировании колчеданного оруденения.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы «Поволжье», РФФИ (08-05-97005) и программы № 24 П РАН.

Литература

Серавкин И. Б., Косарев А. М., Салихов Д. Н. и др. Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 1992. 197 с.

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

Косарев А. М., Пучков В. Н., Серавкин И. Б. Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. 2005. № 4. С. 22–42.

Медноколчеданные месторождения Урала: Условия формирования / В. А. Прокин, И. Б. Серавкин, Ф. П. Буслаев и др. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 307 с.

Мелекесцева И. Ю., Зайков В. В. Руды Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения (Южный Урал). Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. 122 с.

Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.

Серавкин И. Б. Вулканогенные колчеданные месторождения Южного Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 638–669.

Шараськин А. Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. Тр. ГИН РАН. Вып. 472. М.: Наука, 1992. 163 с.

Bailey J. C., Frolova T. I., Burikova I. A. Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of Kurile island-arc basalts // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1989. Vol. 102. P. 265–280.

Jonas P. Tectonostratigraphy of oceanic crustal terrains hosting serpentinite - associated massive sulfide deposits in the Main Uralian Fault Zone (South Urals) // Geowissenschaften. С. 498. 2004. Freiberg. 123 p.

Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A. et al. Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc-arc Complex // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophysical Monograph. 132. 2002. P. 101–134.

Е. В. Кислов¹, Л. И. Худякова², О. В. Войлошников²

¹ – Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

evg-kislov@ya.ru

² – Байкальский институт природопользования СО РАН, г. Улан-Удэ

lkhud@binm.bscnet.ru

**Использование пород гипербазитовых комплексов
для производства новых строительных материалов
(на примере дунитов Йоко-Довыренского массива, Северное Прибайкалье)**

В период интенсивного развития экономики в хозяйственный оборот стремительно вовлекается все большее количество природных ресурсов. Однако степень их рационального использования остается крайне низкой. Один из видов недостаточно используемого минерального сырья – ультраосновные породы, несмотря на то, что они слагают крупные комплексы и могут добываться в значительном объеме попутно на целом ряде месторождений. Возможность применения таких пород широка [Петров, 1992]. В России из ультраосновных пород ограничено используется дунит как огнеупорное сырье при очень строгих требованиях к качеству [Кортель и др., 1993]. В результате зачастую ультраосновные породы не используются, а складываются в отвалы, ухудшающие состояние окружающей среды. В качестве примера рассмотрена возможность использования дунита Йоко-Довыренского расслоенного массива (Северное Прибайкалье) для производства новых видов строительных материалов.

Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габбровый массив (56°30' с.ш., 110° в.д.) представляет собой мощный хорошо сохранившийся верхнепротерозойский расслоенный комплекс, расположенный в 50 км севернее оз. Байкал [Кислов, 1998]. Это силлоподобное тело, залегающее субсогласно со структурой вмещающих позднепротерозойских карбонатно-терригенных отложений осевой части Сыннырской рифтогенной структуры. Геоморфологически интрузив выражен хребтом с абсолютными отметками 1600–2150 м, разделяющим бассейны рек Тья, Ондоко и Олокиит. Массив вытянут в северо-восточном направлении (азимут 50°) на 26 км при максимальной ширине выхода 3.5 км и крутом (70–80°) падении к юго-востоку.

Для большинства пород массива характерен парагенезис оливин + плагиоклаз + клинопироксен. По смене минеральных ассоциаций снизу вверх в центральной части массива выделяются следующие зоны: 1) плагиоперидотитовая (с приподошвенными апофизами) мощностью до 200 м; 2) плагиодунитовая – 100 м; 3) дунитовая – 870 м; 4) ритмичного чередования плагиодунитов и троктолитов – 560 м; 5) ритмичного чередования троктолитов и оливиновых габбро – 430 м; 6) оливиновых габбро – 580 м; 7) оливиновых габброноритов – 520 м.

Оливиновые габбро и оливиновые габбронориты прикровлевой части плутона и кровля рассечены силлами кварцевых и гранофировых габброноритов и диабазов. Габбронориты прослеживаются в виде пояса силлов вдоль северо-западного контакта, прорывая приподошвенную часть массива, апофизы плагиоперидотитов и вмещающую толщу.

Вследствие смещения по разлому из разреза юго-западной части интрузива (голец Йоко) выпадают ультраосновные породы, и он начинается с троктолитов, а

северо-восточное выклинивание, напротив, сложено преимущественно плагиоперидотитами, т.к. основные породы перемещены и перекрыты отложениями холоднинской свиты венда.

В пределах массива в 1959–1964 и 1989–1994 гг. проводилось поисково-разведочное изучение Байкальского медно-никелевого месторождения в плагиоперидотитах, в 2001–2002 гг. – поисково-оценочное исследование малосульфидного платинометального рудопоявления в зоне перехода от расслоенной троктолит-плагиодунитовой серии к оливиновым габбро. ОАО «Байкалкварцсамоцветы» оценивало проявление голубого поделочного диопсида, обрабатываемого сейчас хищническим способом. В 2006 г. для нужд Холоднинского горно-обогатительного комбината была выдана лицензия на участок габбро для производства строительных материалов.

Первым внимание на практическую значимость дунита Йоко-Довыренского массива обратил геолог Северо-Байкальской экспедиции В. С. Клеткин. В 1986–1989 гг. он отобрал 4 технологические пробы песков из коры выветривания дунита для испытания в качестве формовочного песка на Локомотивовагоноремонт заводе в г. Улан-Удэ [Кислов, 1998]. Химический и минеральный состав дунита рассматривался с точки зрения использования его для производства огнеупорных материалов, но результаты оказались неоднозначными.

Дунитовая зона выходит на поверхность на северо-западном склоне гольца Довырен. Достаточно мощная (более 100 м) и однородная часть зоны прослеживается от руч. Рыбачий на юго-западе до руч. Белый на северо-востоке на расстоянии около 13 км. Мощность до 870 м отмечена в центральной части массива (руч. Центральный и Большой), пересекаемой дорогой для автомобилей повышенной проходимости. Но в верхней трети зоны здесь встречаются ксенолиты скарнов, вокруг которых развиты перидотиты и пироксениты, серпентинизация и карбонатные прожилки. Зона уходит почти вертикально на глубину более 600–700 м (результаты бурения). Запасы свежих дунитов можно оценить в млрд т.

Перспективно использование коры выветривания дунитов. Нижние две трети дунитовой зоны геоморфологически выражены долиной, пересекающейся ручьями. Большая часть долины покрыта интенсивно дезинтегрированными породами, рыхлой корой механического выветривания с хорошо сохранившейся структурой исходных дунитов. Мощность коры выветривания обычно не превышает 10 м. Повышенная мощность (до 30–50 м) зафиксирована в местах развития небольших разрывов, ориентированных, главным образом, в северо-восточном направлении. Ширина таких участков достигает 15–20 м.

Кора выветривания состоит преимущественно из дресвы разнообразного размера. При этом приповерхностная часть коры выветривания сложена в большей мере кристаллами и обломками кристаллов оливина, так как остальные минералы более подвержены выветриванию. Таким образом, происходит природное обогащение дунитов. Запасы дунитового песка составляют не менее первых миллионов тонн.

Средний химический состав дунитов (дунитового песка), мас. %: SiO₂ 37.40 (38.40), Al₂O₃ 1.25 (2.10), Fe₂O₃ 3.10 (2.93), FeO 12.60 (9.95), CaO 0.40 (0.46), MgO 40.81 (43.20), Na₂O 0.14 (0.05), K₂O 0.02 (0.03).

Минеральная добавка при производстве цемента – перспективное направление использования дунитов. До настоящего времени магнезиально-силикатные горные породы при получении цемента не использовались. Это объясняется повы-

шенным содержанием в них магнезия, в результате чего в клинкере оно превысит допустимое ГОСТом содержание 5 % MgO. Ограничение обусловлено опасностью неравномерности изменения объема цемента при запоздалой гидратации оксида магнезия, находящегося в виде крупнокристаллического периклаза в клинкере [Бутт и др., 1980]. Но в дуните и других магнезиально-силикатных породах магнезий находится в виде силикатов, поэтому это сырье ведет себя по-другому в процессах гидратации.

В качестве сырьевых материалов использованы портландцементный клинкер Тимлюйского цементного завода, гипс Нукутского карьера и дунит Йоко-Довыренского массива. Испытания проведены по ГОСТ 310 «Цементы. Методы испытаний». Было исследовано влияние на свойства цемента таких технологических факторов, как количество вводимой в смесь минеральной добавки – дунита, дисперсность полученного порошка, вид условий твердения. При этом определялись фазовый состав, процессы гидратации и твердения в нормально-влажностных условиях вяжущего вещества.

Один из основных технологических факторов, влияющих на активность любого вяжущего – тонкость помола. Тонкое измельчение способствует интенсификации физико-химических реакций между компонентами измельчаемой системы. Активность цементов определялась прочностью при сжатии образцов в зависимости от величины удельной поверхности сырьевой смеси.

При проведении исследований установлено, что наибольшие прочностные характеристики имеют смеси, измельченные до величины удельной поверхности, равной 450 м²/кг. С ее увеличением значение предела прочности при сжатии образцов падает. Но для достижения такой удельной поверхности необходимы большие затраты электроэнергии, поэтому оптимальной принята величина удельной поверхности 340 м²/кг.

Для количественной оценки влияния введения минеральной добавки – дунита – на прочность образцов были приготовлены смеси с величиной удельной поверхности 340 м²/кг, отличающиеся процентным содержанием добавки от 0 до 40 %. По своим показателям цементы с добавкой дунита отличаются от портландцементов повышенными показателями по срокам схватывания. Но эти значения не превышают допустимых по ГОСТу.

Как при тепловлажностной обработке, так и в условиях нормально-влажностного твердения образцы композиций дунита с портландцементом имеют прочность выше прочности контрольного образца. Максимум достигается для состава 30 % дунита и 70 % портландцементного клинкера как для образцов, твердеющих 28 суток в нормально-влажностных условиях (43.0 МПа), так и после тепловлажностной обработки (31.8 МПа). Это объясняется тем, что в этом составе создаются более сочетаемые структурно-размерные параметры новообразований, получаемых при гидратации активных минералов портландцемента и модифицированных механоактивацией менее активных минералов дунита.

Следует отметить, что при введении магнезийсодержащей добавки в состав цементов в количестве 25–35 % образцы показали повышенную прочность при изгибе. Для состава 30 % дунита и 70 % портландцементного клинкера $R_{изг}$ составляет 7.9 МПа, что на 16.2 % выше прочности контрольного образца. Это объясняется образованием гидросиликатов магнезия волокнистой структуры в процессе гидратации смешанного вяжущего, что положительно влияет на формирование механических свойств полученного материала.

Однако ГОСТ 31108-2003 «Цементы общестроительные. Технические условия» регламентирует максимальное количество минеральной добавки в цемент, которое не может быть более 20 %. Так как по результатам исследований наилучшие показатели прочности имеют цементы с 30 % добавки дунита, мы можем получить два вида цемента: портландцемент с минеральными добавками марки М400Д20 и смешанный цемент с 30 % добавки дунита.

Заполнитель тяжелого бетона – следующее направление использования дунитов. В качестве сырьевых материалов использовались портландцемент марки М400Д0 Тимлюйского цементного завода, гравий, гранитный щебень, дунитовый щебень, дунитовый и кварцевый песок. Расход щебня всех видов в составе бетонов оставался равным по массе. Подвижность бетонных смесей во всех случаях составляла 1–4 см при соотношении массы песка к общей массе заполнителей, равном 0.4. Расход цемента при подборе состава бетона оставался постоянным. В качестве сравнения использовались бетоны на крупном заполнителе в виде гранитного щебня и гравия.

Изучалось влияние вида крупного и мелкого заполнителя на темпы твердения и прочность бетонов. Исследования проводились в возрасте 7 и 28 суток нормально-влажностного твердения. Полученные в ходе экспериментов данные показывают, что вид крупного заполнителя оказывает влияние на прочностные характеристики бетонов. Прочность бетонов на щебне из дунита выше прочности бетонов на гранитном щебне. Самые низкие показатели имеют бетоны, где в качестве крупного заполнителя используется гравий. Мелкий заполнитель также оказывает влияние на прочностные характеристики бетонов. Замена кварцевого песка на дунитовый способствует повышению их прочности на всех видах щебня.

В целом, полученные тяжелые бетоны имеют следующие физико-технические показатели: средняя плотность: 2400–2600 кг/м³, коэффициент водостойкости 0.85–0.87, морозостойкость – 50 циклов. Они обладают повышенной сульфатостойкостью.

Выводы. Дуниты представляют собой универсальное сырье для производства строительных материалов. Их можно применять при производстве портландцементов с активными добавками и при получении тяжелых бетонов, которые можно использовать при изготовлении фундаментных блоков, внутренних стеновых панелей. Полученные результаты при практической реализации будут способствовать созданию малоотходного производства. Это позволит использовать дуниты, не кондиционные для производства огнеупоров, а также комплексно использовать сырье ультрамафит-мафитовых массивов с медно-никелевым и платинометальным оруденением и повысить возможную отдачу от их эксплуатации.

Литература

- Бутт Ю. М., Сычев М. М., Тимошев В. В. Химическая технология вяжущих материалов. М.: Высшая школа, 1980. 470 с.
- Кислов Е. В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 1998. 264 с.
- Кортель А. А., Жуковская А. Е., Спиричева И. Р. и др. Продление срока действия ГОСТ 5500-75, ГОСТ 7151-74, ГОСТ 24704-81 // Огнеупоры. 1993. № 2. С. 36–38.
- Петров В. П. Оливин как полезное ископаемое // Известия ВУЗов. Геология и разведка, 1992. № 1. С. 67–74.

П. В. Зарицкий
Харьковский национальный университет им. В. Н. Каразина,
г. Харьков, Украина
vkatrich@univer.kharkov.ua

Использование техногенных месторождений полезных ископаемых и подготовка специалистов по их изучению и утилизации на Украине

Темп потребления минерального сырья из года в год неумолимо нарастает. Известно, что за последние несколько десятилетий добыто полезных ископаемых больше, чем за всю предыдущую историю цивилизации. Все больше экономический потенциал и степень независимости государств определяются обеспеченностью их собственными недрами богатствами. Отработка к настоящему времени многих месторождений полезных ископаемых на суше заставляет человечество в поисках новых источников минерального сырья начать осваивать шельфы и дно морей и Мирового океана, увеличивать глубину поисков, разведки и разработки месторождений на континентах. Очевидно, что открытие и тем более освоение таких месторождений требует огромных затрат средств и времени.

Вместе с тем, неизбежным следствием работы горнодобывающей и перерабатывающей промышленности, теплоэнергетики и других отраслей является образование и накопление больших объемов различных отходов (твердых, жидких, газообразных), которые, к тому же, отрицательно влияют на экологическую ситуацию: из оборота под отвалы и хвостохранилища извлекаются сотни тысяч гектаров сельскохозяйственных и лесных угодий, загрязняется среда обитания человека (почвы, воды, воздух), что губительным образом сказывается на здоровье людей. Ежегодный объем загрязнений на 1 км² в Украине в 6.5 раза превышает уровень США и в 3.2 раза – уровень в странах ЕЭС.

Во многих миллиардах кубометров горнопромышленных отходов в Украине есть фактически все, что может быть использовано в народном хозяйстве, но еще не подсчитано и не проанализировано: что, сколько, как взять, стоит ли брать, есть ли рынки сбыта и т.п. Делать это надо и начинать именно с ответов на эти вопросы: формы нахождения, технология извлечения, экономическая целесообразность, наличие законодательной базы и др.

В то же время, утилизируется у нас приблизительно 10–20 % годового выхода отходов, что и приводит к быстрому их накоплению. В развитых странах этот показатель достигает 65–85 %, что свидетельствует о больших возможностях и целесообразности утилизации отходов и в Украине, расширения базы минерального сырья за счет этого источника.

Важно это еще и потому, что открытие и особенно введение в эксплуатацию новых природных месторождений сегодня задача не из легких. Примером может служить освоение месторождений золота в Украине [Зарицкий, 1992]. Многие эксперты не без оснований считают, что утилизация техногенных вторичных минеральных ресурсов в 10–15 раз дешевле, чем природных. Кроме того, следует учитывать и возрастающую угрозу ухудшения экологической ситуации, т.к. если природные месторождения экологически относительно нейтральны (до их разработки, по крайней мере) и, так сказать, могут и « подождать », то техногенные отходы уже сегодня губительны для окружающей среды и здоровья людей.

Другими словами, положение с образованием, накоплением и недостаточным использованием горнопромышленных отходов в Украине сложилось очень тяжелое, можно сказать, критическое и требующее решительного улучшения как в экономическом, так и в экологическом смысле.

Как председателю научной секции «Минеральные ресурсы региона и рациональное их использование» Северо-Восточного научного центра НАН и МОН Украины, мне многие годы приходилось заниматься анализом возможностей и перспективами использования недровых богатств региона. Перечислю основные упущенные возможности: уникальные стекольные пески; открытые полтавскими геологами месторождения бишофита – реальной базы для организации собственного производства магниевых продуктов (импортируемых в огромных количествах из далеких стран: Корея, Китай, Эстония, Россия) и ряда микроэлементов в Украине [Зарицкий, 2000]; источники благородного газа – гелия [Зарицкий, 2005]; получение ценнейшего химического элемента – германия для создания фотоэлектрогенераторов для наземных и космических солнечных электростанций XXI века [Зарицкий, Тихенко, 1998].

Поэтому помимо дальнейшего совершенствования использования природных и необходимости выявления новых (нетрадиционных) источников минерального сырья среди образований природных, сегодня в Украине надо обратить особое внимание на образования техногенные, представляющие собой крупные ресурсы вторичного минерального сырья.

Первоочередными задачами являются: всестороннее изучение скоплений отходов (вскрышных пород, терриконов, отходов обогащения и переработки полезных ископаемых, металлургических шлаков, золошлаков ТЭС и т.п.), сертификация их по видам и типам производств, разработка рекомендаций и технологий по утилизации, извлечению ценных металлов и минералов, нейтрализации токсичных веществ, рекультивации территорий и возврату в сельскохозяйственный оборот земель. Только решение этих вопросов с учетом экономических и экологических аспектов превратит скопления твердых отходов в новый источник минерального сырья – техногенные месторождения.

Такие мероприятия способствуют решению чрезвычайно актуальной двуединой проблемы: уменьшению дефицита минерального сырья и более рациональному и комплексному их использованию и оптимизации окружающей среды. Это действительно благодатное и благородное дело, органически вписывающееся в русло идей В. И. Вернадского о ноосфере.

Одной из главных причин крайне неудовлетворительного положения с освоением скоплений вторичного минерального сырья в Украине, кроме недостаточного внимания к этой злободневной проблеме со стороны компетентных инстанций, является резкий дефицит специалистов соответствующего профиля, владеющих необходимыми знаниями, методами изучения и утилизации специфических техногенных месторождений, с новыми современными взглядами на проблему максимально возможного обеспечения страны собственными, в том числе и нетрадиционными и вторичными (техногенными), источниками минерального сырья.

Необходимо уже сейчас организовать подготовку такого рода специалистов в ведущих университетах страны, в срочном порядке внести существенные дополнения в программы читаемых курсов, создать специальные главы или отдельные спецкурсы по освоению техногенных месторождений. Такая подготовка кадров университетского уровня потребует усилий не только геологов, минералогов, геохимиков, но и гид-

рогеологов, химиков, экологов, технологов, экономистов, юристов, а в ближайшей перспективе – открытия (на межфакультетской основе) новой специальности по изучению и освоению вторичного минерального сырья именно в университетах, где все эти факультеты имеются [Зарицкий, 2004].

В феврале 2011 г. автором на VIII Академических чтениях АН Высшей школы Украины был сделан доклад «Изучение и утилизация техногенных месторождений полезных ископаемых в университетах Украины – задача дня». В нем предложено начать такую работу Харьковскому национальному университету им. В. Н. Каразина, что и было поддержано участниками высокого научного форума и вошло в его Решения.

Можно выразить уверенность, что спрос на таких высококвалифицированных специалистов будет неуклонно возрастать по мере дальнейшего истощения и удорожания природного минерального сырья, ухудшения экологической ситуации на фоне возрождения и развития экономики Украины.

Литература

Зарицкий П. В. Золото Украины. Будет ли республика обеспечена собственным валютным металлом // Деловая жизнь. 1992. № 5. С. 7.

Зарицкий П. В., Тихенко Э. В. Геохимия германия в процессе углеобразования, извлечение его из продуктов переработки угля и производство германиевых фотоэлектрогенераторов для наземных солнечных электростанций XXI века // Геол. угольн. м-ний: межвуз. науч.-темат. сб. Екатеринбург: УГГА, 1998. Вып. 8. С. 256–259.

Зарицкий П. В. Залежи бишофита – база для организации собственного производства оксида магния и других магниевых продуктов в Украине // Вісн. Харк. нац. ун-ту. 2000. № 563: Геологія, географія, екологія. С. 3–6.

Зарицкий П. В. Новые и перспективные специализации по геологии в университетах Украины // Геол. наука XXI століття. Мат. Всеукр. наук.-практ. конф. Луганск, 2004. С. 144–151.

Зарицкий П. В. Залежи углеводородов – единственный реальный источник для промышленного получения собственного гелия в Украине // Зб. наук. праць ІГН НАН України «Сучасні економічні можливості розвитку та реалізації мінерально-сировинної бази України і Росії в умовах глобалізації ринку мінеральної сировини». Киев, 2005. С. 118–121.