

2. *Delesse M.* Procédé mécanique pour déterminer la composition des roches. // *Annales des mines. De mémoires sur l'exploitation des mines. Quatrième série. Tome XIII.* Paris: Carilian-Goeury et Dalmont, 1848. P. 379-388. [См. рус. перевод: Ю.Л. Войтеховский (сост. и ред.). Горная порода: опыты постижения. Апатиты: Изд-во К & М, 2005. С. 148-154.]
3. *Глаголев А.А.* О геометрических методах количественного минералогического анализа горных пород. Тр. ИПМ. № 59. М.-Л.: Госгеоллиздат, 1933. 47 с.
4. *Teuscher E.O.* Methodisches zur quantitativen Strukturgliederung körniger Gesteine // *Sonderdruck aus "Mineralogische und Petrographische Mitteilungen".* 1933. Bd. 44, H. 5, S. 410-421. Akademische Verlagsgesellschaft m. b. H. in Leipzig, 1933. Nr. 329. [Отдельный оттиск этой статьи также найден автором в личном фонде акад. А.Е. Ферсмана библиотеки Кольского НЦ РАН.]
5. *Глаголев А.А.* Геометрические методы количественного анализа агрегатов под микроскопом. М.-Л.: Госгеоллиздат, 1941. 263 с.
6. *Кларнер Д.А.* (ред.) Математический цветник. М.: Мир, 1983. С. 487.
7. *The Encyclopedia Americana.* V. 6. New York, Chicago: Americana Corp., 1944. P. 137.
8. *Зворыкин А.А.* (отв. ред.) Биографический словарь деятелей естествознания и техники. Т. 1. М.: Гос. научн. изд-во "БСЭ", 1958. С. 385.
9. *Прохоров А.М.* (гл. ред.) Большая советская энциклопедия. М.: Изд-во "Сов. энцикл.", 1973. С. 109.
10. *Говард И.* Нарезьте потоньше // Математический цветник. М.: Мир, 1983. С. 130-143.
11. *Rosival A.* Über geometrische Gesteinanalysen. Ein einfacher Weg zur ziffermässigen Feststellung des Quantitätsverhältnisses der Mineralbestandtheile gemengter Gesteine // *Verhandlungen der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt.* Wien: Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 1898. S. 143-175. [См. рус. перевод: Ю.Л. Войтеховский (сост. и ред.). Горная порода: опыты постижения. Апатиты: Изд-во К & М, 2005. С. 155-165.]
12. *Журавский А.М.* Минералогический анализ шлифа с точки зрения вероятностей // Отдельный оттиск. Материалы по обогащению полезных ископаемых. М.-Л.: Госгеоллиздат, 1932. 20 с.

СПОСОБЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ИНДУСТРИАЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ (НА ПРИМЕРЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ РЕСПУБЛИКИ КАРЕЛИЯ)

Щипцов В.В.

ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск

Вводная часть

Геологические факторы и типоморфизм минералов являются связующим звеном при определении технологических свойств руд. В основу создания технологических схем обогащения закладываются результаты геолого-минералогических исследований, т.е. методы технологической минералогии. В.М. Изюмко [1] выделила две группы геолого-минералогических факторов, определяющих прямо или косвенно переработку руд металлов. К факторам первой группы относятся минеральный и химический составы, структурно-текстурные особенности, физические и механические свойства рудных проявлений. К факторам второй группы она отнесла геологические характеристики рудных месторождений и проявлений.

В сборнике по материалам Второго российского семинара по технологической минералогии достаточно емкое определение дано Б.И. Пироговым, в котором он подчеркнул, что «технологическая минералогия объединяет минералогические и технологические исследования, связанные с изучением вещественного состава, текстурно-структурных признаков полезных ископаемых, технологических свойств минералов эволюции единой геолого-технологической системы на макро-, микро, наноуровне, направленное на комплексное использование минерального сырья при разработке экологически чистых схем обогащения» [2, стр. 6].

Показано, что эти факторы и типоморфные свойства двух порядков в полной мере применимы и к индустриальным (промышленным) минералам (ИМ) [3, 4]. Образование руд ИМ имеет тесную зависимость от литологического, магматического, структурного и метаморфического факторов контроля. Процессы петрогенезиса, повлиявшие на химический и минеральный состав горных пород Карельского региона, в значительной мере связаны с метаморфизмом горных пород магматического и осадочного происхождения, а также полиметаморфизмом самих метаморфических пород, что является характерной особенностью докембрия Карелии. Меняющиеся термодинамические условия образования горных пород и их минеральных компонентов определили минеральные метаморфические и метасоматические фации и субфации, что в свою очередь повлияло на многообразие и специфику ИМ в количественном и качественном отношениях, сформировав природную геолого-технологическую систему. На приводимой РТ-схеме соотношений между метаморфическими фациями и субфациями (рис. 1) основные области формирования ИМ Карелии занимают поля III – V. Наибольший продуктивный вклад в их формирование оказали условия, соответствующие таким типам метаморфизма докембрия Карелии, как кианитовый (беломорский) и высокобарический кианит-сил-

The diagram illustrates the relationship between pressure and temperature during the metamorphism of rocks. Key features include:

- Axes:** X-axis: Tемпература, °C (Temperature); Y-axis: Давление, кбар (Pressure).
- Facies Fields:** Labeled I through VIII.
- Numbered Regions:** 1 through 28, representing specific metamorphic conditions or rock types.
- Mineral Assemblages:** Various combinations of minerals like Gr (Garnet), Pl (Plagioclase), Ky (Kyanite), Qtz (Quartz), etc., are indicated within different fields.

Римские цифры – фации, арабские цифры – субфации: I – цеолитовая или пумпеллиит-пренитовая; II – пумпеллиит-актинолитовая; III – зеленосланцевая: 1 – мусковит-стильпномелан-хлоритовая, 2 – мусковит-хлорит-биотитовая, 3 – хлорит-хлоритоид-гранатовая; IV – эпидот-амфиболитовая: 4 – андалузит-хлорит-ставролитовая, 5 – кианит-хлорит-ставролитовая; V – амфиболитовая: 6 – андалузит-мусковит-биотит-ставролитовая, 7 – силлиманит-мусковит-биотит-ставролитовая, 8 – кианит-мусковит-биотит-ставролитовая, 9 – кордиерит-андалузит-мусковит-биотитовая, 10 – гранат-силлиманит-мусковит-биотитовая, 11 – гранат-кианит-биотит-мусковитовая, 12 – кордиерит-биотит-андалузит-ортоклазовая, 13 – биотит-кордиерит-гранат-ортоклазовая, 14 – гранат-биотит-силлиманит-ортоклазовая, 15 – гранат-биотит-кианит-ортоклазовая; VI – гранулитовая: 16 – биотит-гранат-ортоклаз-гиперстеновая, 17 – ортоклаз-кордиерит-силлиманит-биотитовая; 18- кварц-шпинелевая, 19 – гранат-ортоклаз-кордиерит-гиперстеновая, 20 – силлиманит-гиперстеновая, 21 – кварц-сапфириновая, 22 – кианит-гиперстеновая; VII – глаукофансланцевая: 23 – лавсонит-глаукофановая, 24 – цоизит-глаукофановая; VIII – эклогитовая: 25 – парагонит-кианит-цоизитовая, 26 – цоизит-кианит-каринтиновая, 27 – гранат-кианит-омфацитовая, 28 – плагиоклаз-кианит-омфацитовая.

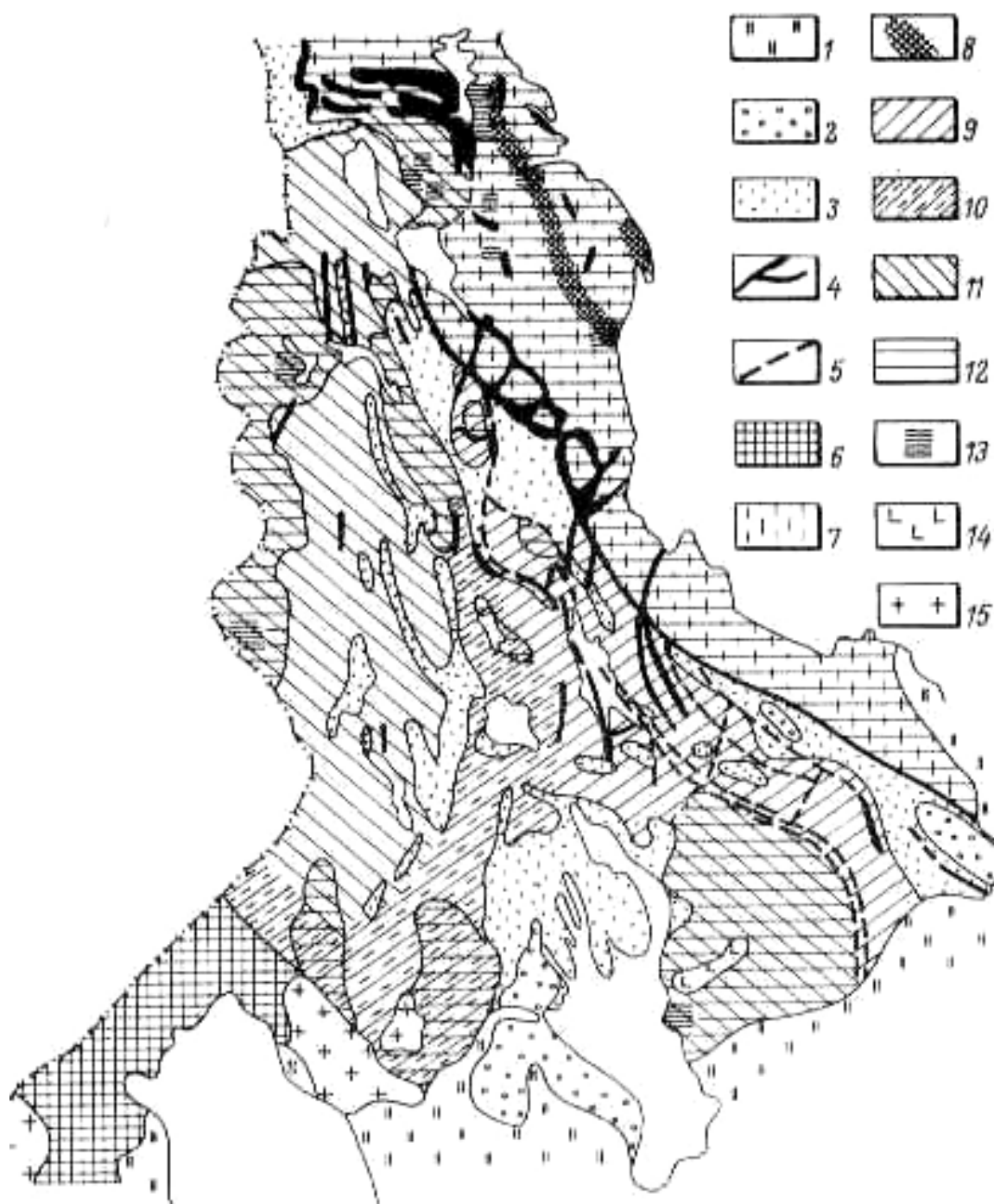


Рис. 2. Схема метаморфических фаций и формаций докембрия Карелии по О.И.Володичеву [7].

Условные обозначения: 1 - неметаморфизованные породы верхнего протерозоя (стадия метагенеза); 2-3 – формации субплатформенного метаморфизма погружения: 2 – пумпеллиит-пренитовая, 3 – зеленосланцевая; 4-5 – высокobarическая кианит-силлиманитовая формация: 4 – эпидот-амфиболитовая, амфиболитовая, 5 – зеленосланцевая; 6 – андалузит-силлиманитовая формация; 7-8 – кианитовая формация: 7 – кианит-микроклиновая субфация и кианит-мусковитовая фация лопийской и карельской эпох, 8 – кианит-ортотлазовая субфация; 9 – формация догранитного метаморфизма погружения; 10-11 – умереннобарическая кианит-силлиманитовая формация с областью автономно-зонального метаморфизма (10); 12 – нерасчлененная гранулит-эндербит-чарнокитовая и амфибол-гнейсогранитовая формация; 13 – гранулит-эндербит-чарнокитовая формация; 14 – базиты; 15 – граниты рапакиви.

Генетические группы основных промышленных минералов докембрия Карелии

Группа	Класс	Месторождения или крупные проявления ИМ
Магматическая	Раннемагматический	Анортозит, сиенит, геллефлинга, кварцевый порфир
	Позднемагматический	Хромит, ильменит, титаномагнетит, оливин
Карбонатитовая	Флюидно-магматический карбонатитовый	Апатит, кальцит, пироклор, магнетит
Пегматитовый	Магматический	Пегматит, полевой шпат, сподумен
	Флюидно-метаморфический	Пегматит, полевой шпат, мусковит, кварц
Альбит-грейзеновая	Грейзеновая	Флюорит
Гидротермальная	Плутогенный	Кварц, барит
	Вулканогенно-осадочный	Кварц
Метаморфизованная	Регионально-метаморфизованный	Гранат, кианит, шунгит, графит, серный колчедан, карбонатные породы
Метаморфическая	Зеленосланцевый	Мрамор, кварцит, кровельный сланец
	Амфиболитовый	Кианит, гранат, амфибол-асбест, мусковит, ставролит, тальковый камень, кварц

На стадии прогнозирования существуют различия подходов к оценке металлов и ИМ. На ранней стадии исследований оценка металлов в значительной степени связывается с геологическими особенностями формирования рудной минерализации, для которой в дальнейшем на поисковой стадии идет постановка вопроса о количественных показателях - рудная минерализация или рудное проявление, а технологическая оценка производится на более поздних стадиях, как правило, на этапе разведки. Для прогнозирования ИМ уже на ранних стадиях существует возможность оценить априорно или по некоторым, полученным в лабораторных условиях, параметрам предварительную промышленную значимость объекта. Ниже рассматриваются несколько традиционных примеров оценки по выделенным генетическим группам ИМ на той или иной стадии исследований.

Магматическая генетическая группа

Тикшеозерско-Елетьозерская площадь представляет большой практический интерес и масштабность проявления формации ультраосновных-щелочных пород. Нам представляется, что акцент здесь в первую очередь необходимо сделать на щелочные и нефелиновые сиениты Елетьозерского и карбонатиты Тикшеозерского массивов. Два массива расположены друг от друга относительно близко. На основании пространственной близости Тикшеозерского и Елетьозерского массивов (Тикшеозерско-Елетьозерский комплекс) в пределах единой гравитационной аномалии, щелочной направленности эволюции составов, наличия однотипных рудных и полевошпатовых пироксенитов был сделан вывод о принадлежности обоих массивов к единому эволюционному ряду специфичной клинопироксенит-габбро-щелочной формации [8]. Тикшеозерско-Елетьозерский комплекс объединяет два пространственно сближенных упомянутых выше массива и расположенный к востоку от Тикшеозерского Восточный массив-сателлит. Полученные за последние годы результаты могут свидетельствовать, что упомянутые выше массивы связаны своим формированием с единым мантийным источником и имеют резко различные уровни современного среза по пространственному отношению друг к другу в результате проявленной фанерозойской тектоники. Наиболее сохранившимся по глубине среза является Елетьозерский массив (гипотетическое предположение).

В целом определяется, что решающим условием формирования подобных щелочных комплексов является благоприятная геодинамическая обстановка для проявления линии щелочной дифференциации с широкой петрографической серией [9].

В этом отношении очень важное положение занимают щелочные и нефелиновые сиениты миаскитового типа, распространенные в центральной части Елетьозерского массива на площади около 10 км². Выделены три площади, определенные нами как «Южный», «Центральный» и «Северный» участки. Контуры залегания сиенитов в значительной мере определяются геофизическими данными. Практически всецело сиениты, кроме участка «Северный», перекрыты чехлом четвертичных отложений, мощность которых может превосходить 10 и более метров. Вместе с тем фиксируются единичные участки, где встречены естественные выходы сиенитов.

Основное внимание при изучении сиенитов уделено породам участка «Северный». Содержание нефелина невысокое – около 5%. Плотность сиенитов данного участка составляет 2,76-2,78 г/см³, увеличиваясь на участках

пород, обогащенных темноцветными, до $2,8 \text{ г/см}^3$. Магнитная восприимчивость сиенитов достаточно высокая для полевошпатовых пород ($15\text{--}48 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ), что объясняется присутствием магнетита, количество которого в пробах составляет 2-2,5%, железосодержащих слюд и ряда силикатов с высокими значениями удельной магнитной восприимчивости.

Проведенные в нашей лаборатории технологические испытания по магнитному обогащению показали возможность применения сепараторов на постоянных магнитах для получения высококачественного нефелин-полевошпатового продукта из сиенита с приемлемым выходом до 53% от балансовой руды. Под высококачественным продуктом подразумевается в первую очередь содержание оксидов Fe в нефелин-полевошпатовом (или полевошпатовом) концентрате менее 0,2%, оксидов Na и K – не менее 14,0% и оксида Al – не менее 20,0%.

Сиениты участка «Центральный» более мелкозернисты. Полевые шпаты раздроблены. Состав пород непостоянный. Количество нефелина увеличивается до 26%, он часто замещается канкринитом. Увеличивается, по сравнению с северной частью, и содержание темноцветных минералов, среди которых преобладает мелкозернистый биотит и эпидот.

Участок «Южный» имеет субмеридиональную вытянутость. Сиениты контактируют главным образом с оливиновым габбро. В южной части нефелиновые сиениты обнажаются на гряде с отм. 159,2 м, вытянутой в субширотном направлении. Порода имеет средне- или крупнозернистые структуры, серый цвет и ярко выраженную трахитоидную текстуру. Визуально хорошо различимы в породе микроклины размером 3×6 мм бледно-розового цвета, нефелин серый и темно-серый по окраске и размером до 2×4 мм, гнездообразные скопления мелкозернистого биотита. В минеральном составе полевой шпат (в основном микроклин-пертит) до 75-80%. Нефелин, наряду с фенокристовыми образованиями, представлен мелкими зернами, расположенными по периферии микроклин-пертитов.

Судя по прямым геологическим наблюдениям при формировании массива фиксируется определенный временной разрыв (фазы) в становлении магматических комплексов массива. По-видимому, при изначальном недостатке кислорода и насыщении щелочей в магме создавалась благоприятная обстановка для кристаллизации сиенитов, включая нефелиновые. В этом отношении соотношение между кремнеземом и щелочами способствовало образованию недосыщенного кислородом нефелина.

В обобщенной характеристике сиенитов главная разновидность представлена лейкократовым, серым и светло-серым щелочным сиенитом. Преимущественно порода среднезернистая, реже мелкозернистая и крупнозернистая до пегматоидной разновидности. Отмечается трахитоидность, выраженная субпараллельным расположением кристаллов полевых шпатов и темноцветных минералов. Минеральный состав породы представлен микроклин-пертитом (75-85%), альбитом, нефелином. Меланократовые минералы – эгирин-авгит, арфедсонит, биотит. Акцессорные – сфен, апатит, магнетит, флюорит.

В геологическом отношении Тикшеозерский массив входит в состав Карело-Кольской провинции ультраосновного-щелочного комплекса и карбонатитов, но этот массив по составу силикатных пород является переходным между двумя щелочными формациями – ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов и щелочно-габбродной [9]. Таких массивов в мировой практике единицы. В локализованных карбонатитах, как правило, отсутствует редкометалльная минерализация или проявляется весьма своеобразно. Непременным минеральным компонентом, как и в нашем случае, является апатит – сквозной минерал.

В Тикшеозерском массиве, помимо повсеместно развитых мелких карбонатитовых прожилков и жил, образовано крупное карбонатитовое, полого залегающее плитообразное тело с неровной верхней поверхностью контакта, осложненной выступами и апофизами, а также, вероятно, разрывными нарушениями со смещением по ним. Для карбонатитов показательным критерием являются отрицательные локальные гравиметрические аномалии. Карбонатиты Тикшеозерского массива занимают секущее положение по отношению к раннему комплексу ультраосновных-щелочных пород и имеют различную выраженность в рельефе. Размещение этих тел связано с субмеридиональными разрывами на участках, они пересекаются диагональными северо-восточными и северо-западными разломами. Залегание карбонатитов приурочено к пониженным частям рельефа, и они скрыты под рыхлыми отложениями, мощность которых 5-15 м. В депрессии с долиной ручья, разделяющей возвышенные Шапкозерский и Центральный блоки, карбонатиты прослежены в виде меридиональной полосы шириной до 600 м, что установлено буровыми работами по проекту Центрально-Кольской геолого-разведочной экспедиции.

С вмещающими породами карбонатиты имеют резкий и отчетливый контакт с хорошо выраженными экзоконтактовыми изменениями. В результате метасоматоза и гидротермальных процессов образовались катофорит-карбонатные метасоматиты по пироксенитам, цеолитовые агрегаты с содалитом, альбит, пренит и эгирин в щелочных породах, альбит и эгирин по контакту с гранитоидами. Отмечено брекчирование вмещающих пород и цементирование их карбонатным материалом. Мощность экзоконтактовых ореолов непостоянна, но обычно, по крайней мере, в виде прерывистых зон, превышает 10 м. Тектоническую активность при формировании карбонатитов отражают нередко развитые в экзоконтактах карбонатитовых тел милониты. Они имеют чаще всего вид тонкозернистых сланцев темно-зеленого цвета. По составу сланцы определяются как амфибол-карбонатные или биотит-амфибол-карбонатные с магнезиальным карбонатом и рихтеритом.

В карбонатитах также обычны ксенолиты вмещающих пород. Размеры и степень переработки различны – от четко очерченных крупных и мелких угловатых обломков до скиалитов в виде скоплений разноцветных минералов.

Для данных карбонатитов характерно отсутствие минералов редкометалльной группы, кроме пирохлоровой минерализации. Это прямым образом подчеркивается принадлежностью их к наиболее ранним существенно

кальцитовым образованиям. Основными рудными компонентами являются железо и фосфор (концентратором железа в карбонатах выступали магнетит, концентратором фосфора – апатит, характеризующийся относительно низкими содержаниями стронция, редких земель и низкой радиоактивностью). Преимущественное развитие высокотемпературных фаций карбонатов обусловило апатитовый характер оруденения. Фосфор в карбонатах связан с апатитом. Средний минеральный состав карбонатов следующий: кальцит – 70%, апатит – 9%, доломит – 9%, магнетит – 5%, флогопит – около 3%, амфибол – около 4%, первые проценты – пироксеноиды. Образование апатита определяется как двухстадийное – в основную интрузивную стадию и стадию метасоматоза (автометасоматоза). Первым присущи морфологические черты в виде умеренно удлиненных, призматических кристаллов, вторым – короткостолбчатые, таблитчатые. Размер зерен апатита колеблется от сотых долей мм до 1,2-1,6 мм. Значительная часть зерен апатита округлая или слегка вытянутая, редко удлиненные индивиды с коэффициентами удлинения 3:1, 3,5:1. Зерна обладают сильной трещиноватостью. Микротрещины залечиваются карбонатами, чаще по ним сыплются рудные минералы черного цвета. В отдельных зернах отмечены микровключения слюд (флогопит, биотит), амфибола, пироксеноидов. Кроме цепочечного расположения и гнездовидного скопления апатита, фиксируются единичные зерна в ассоциации с амфиболом, слюдястыми минералами, магнетитом и сульфидами железа. По окраске апатит светло-зеленоватый, розоватый с желтоватым оттенком.

Резко преобладают кальцитовые карбонаты, подчиненное значение имеют доломит-(анкерит)-кальцитовые и существенно доломитовые карбонаты. Они характерны для флангов карбонатного тела и развиваются в виде полос мощностью до 5 м среди кальцитовых карбонатов или на контакте карбонатных тел с магматическими породами. Максимальная мощность карбонатов составляет 360 м (скв.169), мощность апофиз – 10-45 м.

Минеральный состав по данным скв.169 также отражает преобладание (около 90% и более) в составе карбонатов, главным образом, кальцита, начиная с первых горизонтов. По петрохимическим характеристикам различаются высококальциевые и менее распространенные магнезио-кальциевые карбонаты.

Карбонаты месторождения сравнительно легко обогащаются и поэтому эксплуатация месторождения экономически выгодна. Максимальная частота встречаемости содержаний P_2O_5 в карбонатах Тикшеозерского массива приходится на значения содержаний 4-5 %.

Причиной отсутствия редкометалльной минерализации в карбонатах Тикшеозерского массива, для которой характерна подобная минерализация, предполагается в характере эрозийного среза. Если обратимся к объемной обобщенной модели ультраосновных-щелочных пород и карбонатов [9], то здесь в конкретном случае речь идет о дайковой фации карбонатов, расположенных в нижней близкорневой части массива, при этом основная дайка субмеридионального простирания имеет сравнительно крупные параметры.

Анортозиты участка «Нижнее Котозеро» входят в состав Котозерского интрузивного габбро-анортозитового комплекса. На этом участке обособляются породы с крупно-, среднезернистыми структурами. Основным рудообразующим минералом является плагиоклаз, состав которого варьирует от An_{52} до An_{74} и количество колеблется от 70 до 95%. К главному сопутствующему породообразующему минералу относится амфибол (зеленая роговая обманка). Прочие – это биотит, редко пироксен. К второстепенным и аксессуарным принадлежат клинозоит-эпидот, сосюрит, гранат, сфен, апатит, рутил, пирит, хлорит и др.

Анортозиты в пределах опробованного участка характеризуются невыдержанными структурно-текстурными особенностями и минеральным составом. В контуре анортозитового участка нами выделяются несколько типов пород [10]:

1. Анортозиты неизменные или слабоизменные;
2. Метаанортозиты до сахаровидного облика, иногда с линзами и тонкими полосами амфиболитов с гранатовыми оторочками;
3. Огнейсованные метаанортозиты с микроклиновыми пегматоидными обособлениями и прослоями амфиболитов без граната и с гранатом;
4. Микроклинизированные метаанортозиты, по внешнему облику имеющие сходство с гнейсо-гранитами;
5. Огнейсованные метагабброанортозиты.

Для серых анортозитов характерно содержание меланократовых минералов до 15%; главный породообразующий минерал – плагиоклаз высокой основности (до 74% An), в целом основность плагиоклаза не менее № 50. Свежий плагиоклаз обычно имеет темную окраску, обусловленную пылевидными включениями рудных минералов. В зонах наложенного метасоматического воздействия происходит осветление плагиоклаза, как правило, образование второй генерации плагиоклаза, сопровождаемое выделением мелких зерен рудных минералов. Контрастность по свойствам основных породообразующих минералов предопределяет принципиальную возможность их селективного разделения магнитным и флотационным методами. Анортозиты вытянуты в северо-восточном направлении, слагая последовательные грядобразные выходы с уступами не превышающими 1,5 м. Общая площадь распространения неизменных (или слабоизменных) анортозитов составляет примерно 0,8 кв.км.

На участке в целом преобладают метасоматизированные анортозиты. При наложенных метасоматических процессах происходит осветление и изменение основности плагиоклаза. Такой тип, определяемый как метаанортозиты, также представляет практический интерес. Среди метаанортозитов можно встретить полосы амфиболитов, фиксируются разновидности сахаровидного анортозита с небольшим содержанием меланократовых минералов, здесь же, особенно отчетливо в южной части, залегают огнейсованные анортозиты, схожие в некоторых выходах с биотит-амфиболовыми гнейсами с одним лишь важным отличием – практически небольшое содержание или вообще отсутствие кварца и относительно высокая основность плагиоклаза. В северо-восточной

части проявлены выходы метагабброанортозитов, измененных до амфиболовых метаанортозитов. Эти выходы тяготеют к зоне перехода (контакта) их с амфиболитами и темными биотит-амфиболовыми гнейсами. В западной части также сталкиваемся с габброанортозитами, интенсивно измененными до темносерых амфиболовых (биотит-амфиболовых) гнейсов.

Среднее значение магнитной восприимчивости для анортозитов составляет $0,12 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. Горные породы (амфиболит, гранат-амфиболовые сланцы) с высоким содержанием темноцветных минералов отличаются контрастно более высокими значениями по магнитной восприимчивости. Эта закономерность может быть использована при технологической переработке анортозитов.

Для определения кислотостойкости плагиоклазов проведено определение их растворимости в 20% соляной кислоте, которое для большинства проб составляет 59-66%, но отмечается и 97%.

Анализ гранулометрического состава исходного материала показывает значительные колебания в содержании классов крупности по пробам, что косвенно свидетельствует о различии в физико-механических свойствах пород и предопределяет необходимость усреднения при промышленной разработке.

Сравнение физико-химических свойств минералов, входящих в состав анортозитовых проб показал контрастность магнитных свойств основных породообразующих и темноцветных минералов, что с учетом оценочных опытов позволяет выбрать электромагнитный метод разделения, основанный на различиях в удельной магнитной восприимчивости минералов.

Темноцветные минералы в породе представлены, в основном, зеленой роговой обманкой.

Кварц представлен редкими вкрапленниками в плагиоклазе. Исходя из вещественного состава, обогащение анортозитов сводится к удалению железосодержащих минералов. Вопрос удаления кварца в данном случае не вставал, так как его количество относительно мало.

Генетические группы - метаморфизованная и метаморфическая

Гранат в метаморфических минеральных ассоциациях связывается с изменением составов пород и появляется только в прослоях, обогащенных железом и глиноземом. Для гранатов благоприятны гнейсо-сланцевые толщи, обогащенные железом и глиноземом. Одним из важных участков по совокупности факторов является область распространения глиноземистой толщи чупинско-го разреза, где значительное место занимают гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые плагиогнейсы, природа которых связана с метаграувакками беломорского подвижного пояса. По данным Е.В. Бибиковой и др. [11] граувакки образовались в интервале 2890-2820 млн. лет назад, а ранний метаморфизм датируется в $2820 \pm$ млн. лет.

При региональных прогрессивно-метаморфических преобразованиях (основополагающее влияние Т, Р, PH_2O , PCO_2 и химический состав преобладающих пород) неизбежны метаморфические реакции, в результате которых образуется гранат. В области проявления беломорско-лапландского типа метаморфизма состав гранатов является аномально магнезиальным.

Важный вывод сделал А. Миясиро [12] о том, что прогрессивное уменьшение содержания MnO в гранате по мере повышения температуры обуславливается увеличением количества этого минерала. При прогрессивном метаморфизме с развитием дегидратации хлорит и биотит разлагаются с образованием граната.

О.И. Володичев [6] концентрирует внимание на том, что высокobarический характер метаморфизма проявляется особенно интенсивно в зонах разломов, благоприятных для поступления тепла и флюидов из глубинных источников. Процессы метасоматоза проявлены на всех температурных ступенях – от зеленосланцевой до гранулитовой фации. Пример – это месторождение Высота-181. Сложноскладчатая структура этого месторождения представлена вулканогенно-осадочным комплексом, в котором перемежаются гранат-биотитовые, гранат-амфиболовые, ставролит-кианит-гранатовые, кианит-гранат-слюдистые сланцы и гранатовые амфиболиты, имеющие общее С-В простирание. Эта ритмичнослоистая толща с большим количеством высокоглиноземистых минералов предположительно была образована по алюмокремнистым осадкам, а наличие миндалинов и реликтов подушечной текстуры в амфиболитах свидетельствует об их вулканогенной природе [13]. Наличие высокоглиноземистых минералов говорит в пользу выбора направления исследований на решение задачи по комплексному использованию минерального сырья.

Тальковый камень. Другой пример касается талькового камня, который содержит менее 75% талька, обычно 35-65% [14]. Тальковые камни подразделяются на тальк-магнезитовые (тальк-брейнеритовые), тальк-хлоритовые, тальк-доломитовые камни с переходными разновидностями (тальк-хлорит-доломитовые и др.).

Сам же минерал тальк представляет собой слоистый гидросиликат магнезии, содержащий 31.7% MgO , 63.5% SiO_2 4.8% H_2O . Тальк имеет низкую электро- и теплопроводность, является гидрофобным, органотермостойким, щелоче- и кислотостойким минералом. Месторождения относятся к двум промышленным типам: апоультрамафитовому и апокарбонатному. Промышленные концентрации талька и талькового камня приурочены лишь к магнезиальным силикатным и карбонатным породам. Тальковые месторождения размещены только в пределах складчатых областей и максимально развиты в докембрийских комплексах. Насыщенность отмечается в складчатых областях, отвечающих фемическим и сиалическо-фемическим толщам. Формирование месторождений талька осуществлялось в коллизионных обстановках, главной особенностью которых является тектоническое сжатие участвовавших в столкновении комплексов пород океанской периферии (пассивных и активных окраин, островных дуг и т.д.). Условия, способствующие талькообразованию, региональный метаморфизм зеленосланцевой фации и гранитоидный магматизм.

Для прогнозных построений широко применяется группа факторов и критериев, определяемых закономерностями размещения и условиями локализации месторождений.

В Карелии известны апоультрамафитовые тальк-хлоритовые и хлорит-тальковые руды (Турган-Койван-Аллушта, Каллиев-Муренен-Ваара и др.). Для них характерны высокая железистость (10-13%), высокая глиноземистость (7-10%) и высокая доля кальция. Апоультрамафитовый тип представлен апоультрамафитовым тальковым камнем по первичным ультрамафитам (коматииты, пикриты и другие продукты их метаморфизма). В пределах всей территории устанавливаются тальконосные зоны (подзоны) и районы (узлы), имеющие протяженность на десятки километров, ширину – километры, соответствуют группам тальконосных полей и месторождений, объединенных общностью геолого-тектонической позиции, геологического разреза и проявлений магматической активности. На территории Республики Карелия месторождения и проявления талькового камня локализованы в пределах Карельского кратона и приурочены к реликтовым структурам архейских зеленокаменных поясов. На современном уровне изученности выявлено более 20 известных месторождений и проявлений талькового камня (Медвежьегорский, Суоярвский, Сегежский, Пудожский, Калевальский районы, территория административного подчинения г. Костомукша) [15]. В то же время остаются пока значительные площади для проведения прогнозных и поисково-оценочных работ на тальковый камень.

Апокарбонатные тальконосные формации характеризуются условиями осадконакопления, последующего преобразования и характерным типом тальковых руд. Тальконосные поля данной формации соответствуют определенным геологическим структурам, площадь в десятки квадратных километров. Они объединяют как известные, так и прогнозируемые проявления. Промышленное значение отводится талькитам с содержанием талька 75-98 %.

Для талькового камня основными критериями прогноза являются геодинамические обстановки локализации и формирования месторождений талька, разорванность этапов формирования рудовмещающей и рудной (тальковой формацией); петрографические – наличие магнезиальных пород; магматические – приурочены к зонам контакта магнезиальных пород с прорывающими их интрузивами гранитоидного состава; метаморфические – благоприятны районы развития метаморфизма с фациями от амфиболитовой до зеленосланцевой с сопутствующими, как правило, метасоматическими зонами; структурно-тектонические – зоны разломов; наиболее крупные залежи могут располагаться в лежащем боку ультрамафитовых массивов; геохимические и минералогические. Последний критерий связывается с химической стойкостью и легкой истираемостью талька, что обуславливает малую транспортабельность тальковых галек в водных потоках, мелкие чешуйки талька могут транспортироваться на десятки километров.

Выводы

Таким образом, использования свойств ИМ в зависимости от геологических факторов формирования минеральных систем на примере магматических и метаморфогенных генетических групп месторождений ИМ докембрия Карелии, как составляющей эволюционной геолого-технологической системы, имеет важное значение. Уже на ранней стадии прогноза необходимо обращать внимание на возможность прогнозирования технологических свойств ИМ и влияние на выбор методов обогащения. Это дает возможность производить отбраковку неперспективных проявлений от перспективных, что сказывается на затратной части исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Изоитко В.М.* Технологическая минералогия и оценка руд. СПб: Наука, 1997. 592 с.
2. *Пирогов Б.И.* Технологическая минералогия полезных ископаемых как основа оценки их комплексности // Значение исследований технологической минералогии в решении задач комплексного освоения минерального сырья. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С.6-16.
3. *Щитцов В.В.* Технологическая минералогия при оценке индустриальных минералов Карелии // Результаты фундаментальных и прикладных исследований по разработке методик технологической оценки руд металлов и промышленных минералов на ранних стадиях геологоразведочных работ. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С.26-33.
4. *Щитцов В.В.* Роль технологической минералогии при оценке многоцелевого использования промышленных минералов Республики Карелия // Значение исследований технологической минералогии в решении задач комплексного освоения минерального сырья. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С.16-27.
5. *Глебовицкий В.А.* Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных поясах. М., Л., 1973. 127 с.
6. *Бушмин С.А., Глебовицкий В.А.* Схема минеральных фаций метаморфических пород // Записки Российского минералогического общества. С-Пб, 2008. №2. С.1-13
7. Геология Карелии. Ин-т геологии Карельского филиала АН СССР. Л., Наука, 1987. 231 с.
8. *Богачев А.И., Слюсарев В.Д., Кравченко А.Н. и др.* Новый тип щелочного протерозойского магматизма в Карелии // ДАН СССР, 1975. Т. 230. № 5. С. 1169-1172.
9. *Фролов А.А., Толстов А.В., Белов С.В.* Карбонатитовые месторождения России. М.: НИИ-Природа, 2003. 403 с.
10. *Щитцов В.В., Скамницкая Л.С., Бубнова Т.П. и др.* Геолого-технологическая характеристика крупного проявления анортозитов Котозерского участка (Северная Карелия) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2004. Вып. 7. С. 151-163.

11. Бибикова Е.В. и др. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконовой геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. Т.12. № 3. С.227-244.
12. Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса // М.: Мир, 1976. 536 с.
13. Щицов В.В., Скамницкая Л.С., Каменева Е.Е., Савицкий А.И. Гранатовые руды Северной Карелии, технологические подходы к их освоению и возможные области использования // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002. Вып.5. С.82-99.
14. Количественная и геолого-экономическая оценка ресурсов неметаллических полезных ископаемых // Горно-техническое сырье / под ред. Е.М.Аксенова. Казань: ЗАО «Новое знание», 2007. Т.2. 259 с.
15. Минерально-сырьевая база Республики Карелия // Книга 2. Неметаллические полезные ископаемые. Подземные воды и лечебные грязи. Петрозаводск: Карелия, 2006. 356 с.

ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ МАРГАНЦЕВЫХ РУД СИБИРИ

Ожогина Е.Г.

ФГУП «ВИМС», г. Москва

Основная часть запасов марганцевых руд России сегодня сосредоточена в Сибирском регионе, на долю которого приходится около 70% балансовых запасов и 44% учтенных прогнозных ресурсов [1]. В Сибири находятся крупнейшие отечественные месторождения марганца Усинское и Порожнинское с общими запасами более 200 млн. тонн. Следует также отметить, что на юге Сибири, в Красноярском крае, Иркутской и Кемеровской областях известны месторождения марганцевых и железомарганцевых руд (Кайгадатское, Сейбинское, Селезенское и др.), которые не учтены балансом в связи с низким качеством. На юге Сибири в настоящее время активно проводятся геологоразведочные работы, целью которых является переоценка выявленных ранее прогнозных площадей на Салаире, в Горном Алтае и Кузнецком Алатау.

В целом минерально-сырьевая база марганца Сибири, как и России, представлена низкокачественными труднообогатимыми рудами, требующими дорогостоящих комбинированных технологий переработки, что негативно сказывается на вовлечении таких руд в промышленное освоение. Поэтому актуальной задачей сегодняшнего дня является разработка инновационных технико-технологических решений добычи и переработки низкотехнологичных руд (карбонатных, окисленных железомарганцевых и фосфористых), а также нетрадиционного сырья (смешанных карбонатно-силикатных и силикатно-карбонатных руд). Решение этой задачи невозможно без информации об особенностях состава и строения руд, технологических свойствах рудообразующих минералов, что в значительной степени повышает роль технологической минералогии в их изучении.

Методами технологической минералогии определяются морфоструктурные характеристики и минеральный состав исходных руд, позволяющие уже на первых этапах их изучения проводить прогнозную технологическую оценку, в дальнейшем изучаются продукты обогащения и металлургического передела сырья, включая диагностику конечных товарных продуктов. Методы исследования выбираются в зависимости от поставленной задачи. Основными методами, как правило, являются методы оптической микроскопии, рентгенографии и элементного анализа. Методы световой оптики (петрографический, минералогический, оптико-геометрический и оптико-минералогический) дают возможность определять гранулометрический состав рудных минералов, характер их срастания с другими минеральными фазами, изучать текстурный рисунок руды, т.е. взаимную ориентировку минеральных агрегатов и в большинстве случаев определять минеральный состав руды и продуктов обогащения. Рентгенографический анализ – ведущий метод определения фазового (минерального) состава как качественного, так и количественного. Метод является практически незаменимым при изучении тонкого материала крупностью менее 0,044 мм, а также продуктов металлургического передела. Методы элементного анализа используются для определения состава руды и продуктов ее технологической переработки, а также рудообразующих минералов. Состав минералов способствует выяснению характера распределения извлекаемых элементов. При необходимости применяются и другие методы минералогического анализа (электронно-микроскопический, магнитометрический, рентгенотомографический).

Ниже остоно«ВИМС»я на некоторых аспектах технологической минералогии марганцевых руд крупных сибирских месторождений.

Усинское месторождение представлено главным образом карбонатными рудами вулканогенно-осадочного генезиса. Особенностью марганцеворудной пачки является переслаивание родохрозитовых и манганокальцитовых руд, марганцовистых известняков и сланцев. Руды характеризуются сложными текстурно-структурными соотношениями слагающих их минеральных агрегатов и пространственным соотношением разновременных минеральных ассоциаций и генераций рудных минералов. Современный облик руды приобрели за счет наложения одной стадии на другую, что привело к формированию отличных друг от друга парагенетических минеральных ассоциаций, обусловленных строго характерными для каждой ассоциации физико-химическими условиями минералообразования.

В качестве примера остоно«ВИМС»я на богатой родохрозитовой руде с содержанием марганца 34,86%, характеризующейся разнообразными слоистыми текстурами, обусловленными чередованием скрытокристаллическо-