

АКАДЕМИЯ НАУК  
СССР

**МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ  
КРИТЕРИИ  
ОЦЕНКИ  
РУДОНОСНОСТИ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ВСЕСОЮЗНОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ  
КРИТЕРИИ  
ОЦЕНКИ  
РУДОНОСНОСТИ

3567



ЛЕНИНГРАД  
«НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ  
ОТДЕЛЕНИЕ  
1981



В книге отражены новейшие исследования в области исследования минералов: их состава, структуры, типоморфных особенностей, которые могут иметь важное значение при оценке перспектив рудоносности вулканогенных, интрузивных, метаморфических образований и кор выветривания. Ряд публикаций позволит непосредственно коррелировать те или иные особенности конституции породообразующих и акцессорных минералов с рудоносностью горных пород.

Книга рассчитана на геологов-поисковиков, минералогов, геохимиков.

#### РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

проф. *Д. В. Рундквист* (отв. редактор), проф. *С. А. Руденко* (отв. редактор),  
докт. геол.-мин. наук *А. Г. Булах*, докт. геол.-мин. наук *А. И. Гинзбург*,  
проф. *Ю. Б. Марин*, канд. геол.-мин. наук, *В. Ю. Эшкин*,  
канд. геол.-мин. наук *А. Э. Гликин* (отв. секретарь),  
канд. геол.-мин. наук *Н. С. Рудашевский* (отв. секретарь).

#### МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ РУДОНОСНОСТИ

Утверждено к печати Всесоюзным минералогическим обществом

Редактор издательства *Т. Н. Токарева*. Художник *И. П. Кремлев*  
Технический редактор *Г. А. Бессонова*  
Корректоры *Л. М. Бова*, *Г. А. Мошкина* и *К. С. Фридлянд*

ИБ № 20071

Сдано в набор 19.05.81. Подписано к печати 10.09.81. М-29989. Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага типографская № 2. Гарнитура обыкновенная. Печать высокая. Печ. л. 12<sup>1</sup>/<sub>2</sub>. Усл. печ. л. 17.5.  
Уч.-изд. л. 18.72. Тираж 1300. Изд. № 7845. Тип. зак. № 401. Цена 2 р. 90 к.

Ленинградское отделение издательства «Наука» 199164, Ленинград, В-164, Менделеевская лин., 1  
Ордена Трудового Красного Знамени Первая типография издательства «Наука»  
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Особенностью современного этапа развития геологической науки является то, что в настоящее время «без систематического и углубленного изучения свойств минералов, физики и химии минералов . . . невозможны ни понимание процессов, проходящих в земной коре, ни научно обоснованный поиск полезных ископаемых».<sup>1</sup> Благодаря работам отечественных ученых — А. Е. Ферсмана, А. Н. Заварицкого, С. С. Смирнова, Ю. А. Билибина, А. Г. Бетехина, В. М. Крейтера, М. П. Русакова, В. И. Смирнова, П. М. Татарина, Н. И. Наковника, Е. И. Погребницкого и др. разработаны научные основы прогнозирования и поисков месторождений, установлены поисковые критерии и поисковые признаки руд различных типов, определена рациональная этапность и стадийность проведения геологоразведочных работ: геологическое картирование → прогнозная оценка → общие поиски → детальные поиски → поисково-оценочные работы.

На практике широко используется комплексирование геофизических и геохимических методов поисков с традиционными геологическими — минералогическими, петрографическими, формационными — в зависимости от геологических ситуаций и ландшафтных условий. Вместе с тем следует отметить, что широкое внедрение в последние десятилетия геофизических и геохимических методов поисков месторождений незаслуженно отодвинуло на второй план собственно минералогические методы. Это в значительной мере объясняется тем, что минералогические методы нередко более трудоемки, в ряде случаев более дорогостоящи и требуют при применении современной аппаратуры (микрозонда, рентгеноспектральных, люминесцентных и других анализов) высокой квалификации специалистов.

В настоящем сборнике, издаваемом по решению Съезда (1976 г.) и Президиума Всесоюзного минералогического общества, рассмотрены на отдельных примерах возможности современных минералогических методов исследований и их применение при поисках и оценке месторождений полезных ископаемых. Целесообразность издания такой работы определяется в первую очередь необходимостью тщательного анализа полученных в последние годы данных по разработке и применению минералогических критериев поисков руд различных полезных ископаемых, их систематизации и внедрения наиболее рациональных из них в практику геологоразведочных работ.

Современные достижения минералогической науки могут быть приложены к поисково-оценочным задачам по двум направлениям. Во-первых, благодаря внедрению в минералогию методов точных наук, в частности новейших методов исследования вещества, резко расширились возможности использования самых разнообразных особенностей конституции и обусловленных ею свойств минералов как источников важной для поисково-оценочных целей информации. Во-вторых, в результате развития историко-эволюционного направления генетической минералогии выявляется все больше данных, которые свидетельствуют об исключительно большом влиянии среды минералообразования на особенности конституции, морфологии и свойств минералов на разных этапах их существования — в периоды кристаллизации, метаморфизма и разрушения. Все это вместе взятое способствовало интенсивному развитию учения о типоморфизме минералов, которое охватывает широкий диапазон качеств минералов, начиная от структурного типоморфизма отдельных кристаллов-минералов и кончая типоморфными парагенезисами минералов, и представляет собой теоретическую основу минералогических методов поисков и оценки месторождений полезных ископаемых.

<sup>1</sup> Сидоренко А. В. Вступительное слово на съезде ВМО 18 октября 1976 г. — ЗВМО, 1977, ч. 106, вып. 2, с. 133.

Минералогические методы поисков и оценки месторождений представляют собой важный раздел геологической науки, возникший на стыке минералогии и учения о месторождениях полезных ископаемых. А. И. Гинзбург предложил назвать его поисковой минералогией, причем большой круг задач и вопросов, решаемый поисковой минералогией, обстоятельно рассмотрен в его специальных статьях.<sup>2</sup> Отсылая читателя к этим статьям, перечислим кратко лишь главные, с нашей точки зрения, направления дальнейшего развития минералогических методов поисков:

1) выявление и изучение кристаллоструктурных, кристалломорфологических, химических и физических особенностей минералов-индикаторов оруденения;

2) разработка экспрессных методов исследования минералов-индикаторов оруденения;

3) разработка минералогических критериев оценки формационной принадлежности и потенциальной рудоносности комплексов изверженных, метаморфических и осадочных пород;

4) выявление и изучение минеральных ореолов эндогенных и экзогенных месторождений полезных ископаемых.

В статьях предлагаемого вниманию читателя сборника нашли отражение многие, относящиеся к перечисленным направлениям, вопросы поисковой минералогии как теоретического, так и прикладного характера. Значительное внимание в нем уделено использованию типоморфных признаков минералов в качестве поисково-оценочных критериев месторождений, связанных с пегматитами, скарнами и кимберлитами. С этих же позиций рассмотрены тонкие особенности морфологии и состава касситерита оловорудных месторождений, минералы-индикаторы золотого и сульфидного оруденения Кармазара, особенности пирита как индикатора золото-полиметаллического оруденения Донбасса, особенности киновари и ее минералов-спутников серии ртутоносных объектов Карпатской металлогенической провинции и т. д.

Не менее значительное место в сборнике принадлежит вопросам использования минералов в качестве критериев оценки потенциальной рудоносности массивов изверженных горных пород. При этом речь идет о специфике как пороодообразующих (и в частности темноцветных), так и аксессуарных минералов. Свидетельства информативности тех или иных минералов (и их ассоциаций) в поисково-оценочном отношении подтверждаются данными изучения минералов гранитоидов и кислых эффузивов, а также щелочных и ультраосновных пород.

Существенное значение для дальнейшего совершенствования минералогических методов поисков имеют и обсуждаемые в ряде статей общие вопросы, такие как комплексное использование минералогических и петрографических критериев и признаков, важность анализа структурных взаимоотношений минералов (пород, руд), необходимость историко-эволюционного подхода при дальнейшей разработке проблем типоморфизма, целесообразность выявления критериев оценки интенсивности течения процессов минералообразования, а вместе с тем и масштабов оруденения.

Можно надеяться, что публикация сборника привлечет внимание геолого-поисковиков к расширившимся в последние годы возможностям минералогических методов исследований и тем самым будет способствовать повышению эффективности поисковых работ.

*Д. В. Рундквист, С. А. Руденко*

<sup>2</sup> Гинзбург А. И. Основные проблемы современной минералогии, связанные с практикой геологоразведочных работ. — ЗВМО, 1976, ч. 105, вып. 5.

Гинзбург А. И. Минералогические методы и критерии при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых. — ЗВМО, 1978, ч. 107, вып. 4.

Гинзбург А. И., Иовчева Э. И. Минералогические исследования как важный фактор повышения эффективности геологоразведочных работ. — Минер. журн., 1979, т. 1, № 1.

## ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПОИСКОВ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

«...непосвященные готовы думать, что вечный покой есть удел минерального царства. А между тем минералы и горные породы живут, но живут своеобразной жизнью. Они зарождаются, проходят известные стадии развития, достигают зрелого возраста, выветриваются и разрушаются» (И. Д. Лукашевич. Неорганическая жизнь Земли. Т. III, ч. II. СПб., 1909, с. 1).

«Если знать типичный отпечаток, оставляемый каждым процессом в определенной среде на минеральном веществе, то и обратно — по такому отпечатку мы можем устанавливать процесс и среду» (Курс минералогии. Под ред. А. К. Болдырева, ОНТИ, 1936, с. 968).

Генетической основой минералогических методов поисков и разведки месторождений полезных ископаемых является учение о типоморфизме минералов, возникновение которого связано с именем А. Е. Ферсмана. Однако типоморфные признаки минералов и типоморфные парагенезисы становятся поисковыми признаками лишь в тех случаях, когда устанавливается, что между явлениями рудоотложения и процессами возникновения тех или иных особенностей минералов, выступающих в качестве типоморфных, имеют место причинные связи. Для выявления этих связей необходимо проследить эволюцию особенностей конституции, морфологии и свойств минеральных индивидов как рудных, так и породообразующих минералов, а затем (что особенно ценно) установить соотношения явлений генезиса тех и других как во времени, так и в пространстве. Аналогичный в принципе подход должен иметь место по отношению к минеральным телам, сложенным минеральными индивидами. Иными словами, проблема разработки минералогических критериев оценки рудоносности наиболее успешно, с нашей точки зрения, может быть решена лишь с учетом достижений историко-эволюционного направления генетической минералогии, которое зародилось в начале нынешнего столетия, о чем свидетельствуют, в частности, эпитафы, приведенные в данной статье. Применительно к минеральным индивидам это направление заложено трудами Г. Г. Леммлейна, Д. П. Григорьева и И. И. Шафрановского (см., например: Григорьев, 1961; Леммлейн, 1973; Шафрановский, 1974; Григорьев и Жабин, 1975) и развито многими другими минералогами, а по отношению к минеральным телам оно развивалось очень многими исследователями, ибо выявление последовательных стадий течения процессов минералообразования всегда привлекало особое внимание.

В соответствии с вышесказанным автор статьи стремился показать, опираясь на конкретные примеры, что те или иные особенности минералов или минеральных тел, которые используются в качестве поисковых или оценочных признаков или критериев, могут создаваться на разных стадиях их формирования. Кроме того, некоторое внимание, с тех же позиций, уделяется минералогическим критериям оценки потенциальной рудоносности интрузий и минеральным ореолам рудных тел.

**Эволюция минеральных индивидов и поисковые признаки.** В истории развития каждого минерального (кристаллического) индивида обычно выделяются два основных периода: кристаллизация индивида (явления его зарождения и роста) и изменение (Шубников и др., 1940; Григорьев, 1961). Мы считаем целесообразным выделить стадии кристаллизации,

метаморфизма и разрушения индивидов и указать при этом, что явления метаморфизма могут начинаться еще в период роста индивидов (за счет преобразования вещества ранних зон роста при разрастании поздних) и продолжаться на стадии разрушения (Руденко и др., 1978).

Обширные литературные данные и исследования автора свидетельствуют о том, что изменения конституции и свойств минеральных индивидов имеют место не только на первой стадии. Напротив, весьма интенсивные преобразования индивидов происходят в периоды их метаморфизма и разрушения. Принимая это во внимание, следует учитывать особенности не только минералов, являющихся полезными ископаемыми, и тесно связанных с ними парагенетически минералов-спутников, но и минералов другого периода образования, слагающих вмещающие руду породы. Если при изучении первых существенное значение в поисково-оценочном отношении имеет учет тех особенностей, которые создавались как в период роста индивидов, так и на последующих стадиях, то при изучении вторых особый интерес представляет выявление особенностей, возникших в результате их вторичных изменений. Итак, обратимся к конкретным примерам практического значения типоморфных признаков с учетом эволюции минеральных индивидов.

Классическим примером применения минералогических методов поисков являются, как известно, находки коренных месторождений алмазов по минералам-спутникам. Однако не менее интересны, с точки зрения уточнения поисковых критериев, результаты дальнейшего изучения геологии и минералогии кимберлитов (Сарсадских и Ровша, 1960; Сарсадских, 1970; Соболев, 1971, 1974; Харьков, 1978; Лазько, 1979, и др.). Если первоначально к спутникам алмаза относили достаточно широкий круг минералов, то в последнее время установлено, что истинными спутниками алмаза, возникшими из протокимберлитовой магмы в условиях весьма больших давлений (барофильными минералами), являются: хромпироц, хромит, хромдиопсид и энстатит. Эти минералы присутствуют в алмазоносных кимберлитах, и только их содержание коррелируется с алмазоносностью породы. Все остальные минералы (включая гранаты другого состава, хромпикотит, диопсид, пикроильменит, амфибол, флогопит и др.), термодинамическая область устойчивости которых иная, чем область кристаллизации алмаза, характерны практически для всех кимберлитовых тел независимо от их алмазоносности.

Наиболее информативным минералом кимберлитов в поисковом отношении является гранат, на индивидах которого как бы записана история его становления. На стадии роста формируются идиоморфные кристаллы граната, главными формами которых являются {110}, {112} и {321}. В зависимости от особенностей химизма среды образования и термодинамических условий кристаллизации химический состав гранатов варьирует от высокохромовых низкокальциевых и высокохромовых высококальциевых разновидностей до разновидностей с умеренным и низким содержанием хрома. Крайне интересны случаи находок зональных гранатов, в которых в пределах одного кристалла прослеживается смена составов от высокохромового ядра до малохромовой периферии оранжево-красного цвета. Промежуточные зоны характеризуются промежуточным содержанием хрома и имеют фиолетово-красную или красную окраску. Такие зональные гранаты могут рассматриваться как модель, показывающая изменения термодинамических параметров и состава системы в условиях верхней мантии, связанные с изменением глубины выплавок кимберлитового расплава.

Особенную ценность в отношении оценки алмазоносности кимберлитов, как уже указывалось, представляют находки гранатов с повышенным содержанием кюоррингитового компонента. Такие гранаты имеют густофиолетовый и фиолетово-зеленый цвет и характеризуются высоким показателем преломления. Со стадией роста гранатов связано возникновение

в них первичных включений, преимущественно хромита, пикроильменита и хромдиопсида, причем включения хромита и хромдиопсида типичны для гранатов алмазоносных кимберлитовых трубок.

Процессы, отвечающие стадии разрушения гранатов, проявляются прежде всего в плавлении кристаллов. В результате оплавления кристаллы приобретают овальную форму. Затем в условиях более низких давлений и повышенной активности летучих овальные зерна покрываются келифитовой каймой, образованной серпентином и хлоритом. Отмеченные изменения кристаллов происходят в расплаве до становления кимберлитовых трубок. Дальнейшие изменения кристаллов-зерен граната происходят после кристаллизации расплава и становления трубок. К ним прежде всего относятся изменения, связанные с гидротермальными процессами в кимберлитах, заключающиеся в формировании кавернозного микро-рельефа зерен граната в результате растворения. После высвобождения из кимберлита начинается гипергенный период морфогенеза граната, который может протекать в разных направлениях. С одной стороны, в коре выветривания кимберлитов и в осадочных породах продолжается дальнейшее растворение зерен с образованием геометрически правильных или весьма прихотливых скульптур, а с другой — при механической транспортировке вследствие истирания зерна становятся в той или иной мере окатанными.

Знание всех рассмотренных выше особенностей конституции, морфологии и свойств граната кимберлитов, в частности знание периода, которому обязано возникновение той или иной особенности минерала, имеет неопределимое значение при поисках месторождений алмаза (Харьков, 1978). Так, уже отмечалась важная роль состава граната как поискового признака. Существенное значение имеет учет морфологии зерен. Например, обнаружение оплавленных кристаллов пироба с келифитовой каймой в россыпях является надежным признаком близости кимберлитового тела, так как келифитовая оболочка разрушается при транспортировке зерен на расстояние не более нескольких сотен метров. О дальности переноса свидетельствует степень окатанности кристаллов. Если мы имеем идеально окатанные (сферические) зерна (V класс износа), то очевидно, что коренные источники находятся на удалении многих десятков километров. В иных случаях дальность переноса составляет в зависимости от степени износа: IV класс — 15—40 км, III класс — 5—15 км, II класс — 0.6—5 км, I класс — 0.6 км (Харьков, 1978).

В качестве второго примера рассмотрим типоморфные особенности касситерита из гидротермальных оловорудных месторождений, принадлежащих касситерито-кварцевой и касситерито-силикатно-сульфидной формациям. Кристаллы касситерита разрастаются в них из меняющего свой состав и свойства оловоносного раствора. По этой причине на стадии роста в кристаллах формируется зональность, изучение которой показывает наличие эволюции форм кристаллов, проявляющейся как во времени, так и в пространстве (Евзикова, 1972; Шафрановский и Евзикова, 1976; Карякин, 1978). При этом эволюция форм (от ранних к поздним) сводится к смене следующих габитусов: I — дипирамидальный; II — пинакоидально-дипирамидальный; III — призматически-пинакоидальный; IV — дипирамидально-призматический; V — призматически-дипирамидальный. Поскольку имеет место аналогия, существующая между зонально-секториальным строением кристаллов (результат эволюции форм касситерита во времени) и зонально-блоковым строением ореола касситеритовой минерализации месторождений (результат эволюции форм касситерита в пространстве), представляется возможным использовать эту важную особенность для установления уровня эрозионного среза рудного тела, который дает геохимическую аномалию при поисках, а при определенных условиях позволяет давать прогноз о размахе оруденения на глубину (Евзикова, 1972).



Зонально-секториальное строение кристаллов касситерита подчеркивается разной окраской зон и пирамид роста (черной, коричневой, желтой), причем основное значение имеет аллохроматическая окраска, обусловленная микровключениями минералов-примесей (колумбит-танталита, вольфрамита, гематита и др.). На стадии разрушения кристаллов по мере их перехода в россыпи и дальнейшей транспортировки происходит обесцвечивание касситерита, причем светлая кайма обесцвечивания повторяет форму окатанного индивида и стирает его зонально-секториальную окраску. Главной причиной вторичного обесцвечивания кристаллов является растворение и вынос красящих примесей, присутствующих в кристаллах в виде микровключений. В связи с осветлением происходит изменение химического состава касситерита. Это обстоятельство позволяет по данным немногих проб оценить из какой части россыпи взяты пробы и тем самым установить удаленность той или иной части россыпи от коренного источника, а по кристалломорфологическим признакам и составу примесей определить генетический тип коренного источника (Карякин, 1978). Здесь важно подчеркнуть, что для практических целей необходимо отличать обесцвечивание касситерита при транспортировке от явления обесцвечивания в эндогенных условиях, установленного Г. Н. Вазбуцким (1941), что и обеспечивается детальным изучением эволюции свойств касситерита.

Наконец, в качестве третьего примера рассмотрим типоморфные особенности некоторых породообразующих минералов гранитных пегматитов мусковитовой формации. Индивиды породообразующих минералов претерпевают весьма ощутимые преобразования (метаморфизм) в период наложения на пегматиты метасоматических процессов, главным продуктом которых здесь являются зоны и гнезда крупнокристаллического мусковита. Эти преобразования часто локализуются в виде зон, пересекающих минеральные индивиды пегматитов и переходящих из одних индивидов в другие, причем смежные индивиды могут принадлежать разным минералам. Все это свидетельствует в основном о тектоническом контроле метаморфизма минеральных индивидов. Вместе с тем следует отметить, что при рассматриваемом метаморфизме минералов сохраняется их принадлежность тому или иному минеральному виду, равно как и контуры минеральных индивидов в агрегате (а следовательно, и структура, и текстура породы). Такого рода метаморфизм захватывает зачастую значительные участки минеральных тел, а нередко и тела в целом. Поэтому по сути дела речь идет не только о метаморфизме минералов, но и о новой разновидности динамометаморфизма горных пород — своего рода их «изо-структурном» и «изоминеральном» метаморфизме (Руденко, 1975; Руденко и Иванов, 1976; Руденко и др., 1978). К сожалению, в силу своей изоструктурности и изоминеральности рассматриваемый метаморфизм минералов и пород зачастую не принимается во внимание.

Переходя теперь к оценке того вклада, который вносит метаморфизм в особенности конституции и свойств породообразующих минералов рассматриваемых пегматитов, используем явления преобразования существенно калиевого полевого шпата (калишпата) — минерала наиболее информативного в этом отношении. В пределах индивидов калишпата устанавливается несколько генераций зон метаморфизма, наличие которых отражает пульсационное проявление тектоники и поступление растворов на фоне общего изменения  $P-T$  условий среды. В результате преобразования калишпата последовательно (от генерации к генерации) происходит изменение его структурного состояния (степень порядка—беспорядка, наличие примесных и электронно-дырочных центров и т. д.), внутреннего сложения (структуры распада твердых растворов, двойникование, блоковое строение, вторичные включения минералов и растворов) и физических свойств (углы погасания, величина  $2V$ , окраска, термолюминесценция

и др.). Меняется и химический состав, отчасти по главным компонентам, но особенно по элементам-примесям.

В результате метаморфизма индивиды калишпата приобретают неоднородное строение. В индивидах сохраняются реликтовые (наименее измененные) части и появляются в разной степени метаморфизованные участки и зоны. Поэтому о степени метаморфизма калишпата мы судим не только по изменению тех или иных параметров (табл. 1), но и по количественному соотношению реликтовых и метаморфизованных составных частей индивидов. Эти последние данные особенно важны и, кроме того, весьма удобны для использования в практических целях, так как являются одним из непосредственных указателей интенсивности наложенных на пегматоидные граниты и пегматиты процессов в период метасоматического рудоотложения. В нашем случае речь идет об образовании в пегматитах метасоматических зон крупнокристаллического мусковита, по периферии которых развит как бы ореол метаморфизма породообразующих минералов пегматоидных гранитов и пегматитов. Наблюдения, выполненные на территории Мамско-Чуйской пегматитовой провинции, показывают, что в участках развития непромышленных пегматитов калишпаты содержат до 30% реликтовых участков, а в слюдоносных — только 0—0.5%. Явление метаморфизма породообразующих минералов пегматитов используется наряду с другими признаками при прогнозе участков для постановки поисковых и разведочных работ на мусковит.

Таблица 1

Особенности изменения конституции и свойств калишпата мамских пегматитов пегматоидной структуры при метаморфизме (по С. А. Руденко и М. А. Иванову)

Признаки	Единица измерения	Пределы вариации признака	
		реликтовые части кристаллов	метаморфизованные части кристаллов
Размер пертитов	мм <sup>3</sup>	0.0001	1—5
Размер неделимых двойников калиевой фазы	мм <sup>3</sup>	0.0001	0.5—1
Степень упорядоченности ( <i>S</i> )	%	36—40	45—55
Степень триклинности ( $\Delta P$ )		0.—0.3	0.5—1.0
Термолюминесценция (ПТЛ)	усл. ед.	3—4	10—15
Содержание примеси рубидия	атомн. кол-во $\cdot 10^{-4}$	4—5	7—8
Содержание примеси лития	атомн. кол-во $\cdot 10^{-5}$	2—11	30—47

Примечание. 1. Степень упорядоченности оценена по методике И. Е. Каменцева (1968).  
2. Определялась термолюминесценция необлученных образцов.

Итак, рудные минералы, минералы-спутники и минералы, являющиеся составной частью субстрата, на который накладывается оруденение, заключают в особенностях своей конституции, морфологии (включая макро- и микроморфологию кристаллов) и свойств чрезвычайно многогранную генетическую информацию. Такая информация, как показывают приведенные примеры, становится ценной при решении задач поисковой минералогии лишь при условии скрупулезного и детального изучения всей истории становления индивидов и выявления того периода этой истории, которому обязана та или иная особенность индивида своим происхождением.

Вместе с тем приведенные примеры свидетельствуют о необходимости комплексного изучения геологии и минералогии интересующих нас рудных узлов, так как весьма ценные сами по себе лабораторные исследования по кристалломорфологии, химии и физике минералов могут дать полезные

результаты для решения задач поисковой минералогии только при условии всестороннего изучения этих узлов в натуре. Совершенно определенно свою точку зрения по этому поводу высказал в свое время В. С. Соболев. Он писал: «Изучение свойств минералов должно производиться не разобщенно и не как самоцель, а во взаимосвязи со всей историей минералов и всегда с учетом конечной задачи, полной расшифровки всей истории данного минерального комплекса как геологического объекта» (Соболев, 1949, с. 222).

**Эволюция минеральных тел и поисковые критерии.** В истории становления минеральных тел выделяются в первом приближении аналогичные, свойственные истории индивидов, этапы и стадии. Так, в формировании минеральных тел (или их составных частей) первично-магматического происхождения выделяются: I этап — кристаллизация расплава, II этап — метаморфический, состоящий из нескольких (1, 2, 3, 4. . .) стадий собирательной перекристаллизации, которым иногда предшествует грануляция, и III этап — «разрушения» (метасоматическое замещение, иногда протекающее на протяжении нескольких (1, 2, 3. . .) стадий, механическая дезинтеграция). Можно привести несколько примеров рядов главных типов пород и руд, возникающих на разных этапах и стадиях становления тел разного состава (табл. 2).

Явления собирательной перекристаллизации, свойственные второму этапу, наиболее проявлены в телах кислых и щелочных пород, поэтому количество примеров можно было бы значительно увеличить, привлекая объекты разного возраста (как докембрийские, так и фанерозойские) и генезиса, включая тела интрузивно-анатектические и палингено-метасоматические (см., например, Рудник, 1975, с. 107 и 196). Детальными исследованиями установлено, что эти явления типичны и для комплексов ультраосновных щелочных пород, и карбонатитов. Здесь признаки перекристаллизации проявлены достаточно широко, захватывая породы как ультраосновной, так и щелочной серий (Багдасаров, Орлова, 1970; Терновой 1972). Менее распространены эти явления в массивах никеле-носных основных пород (и гипербазитов). Однако и здесь в ряде массивов (Мончегорском, массивах Панских—Федоровских тундр на Кольском полуострове, Чайском в Забайкалье, Бешвельд в Южной Африке, Каррбойнд в Австралии и др.) основные пегматиты и пегматоиды имеют достаточно широкое распространение (Карпов, 1959; Рундквист, Соколова, 1978).

Собирательная перекристаллизация (иногда сопровождающаяся в некоторой мере метасоматическими явлениями) является процессом, закономерно сменяющим кристаллизацию расплава и осуществляющимся под действием высокотемпературных растворов (отчасти остаточных, но главным образом наложенных), которые находятся в равновесии с минералами породы. По сути дела мы здесь сталкиваемся с «нейтральной стадией», которая либо предшествует, либо (скорее всего) соответствует «ранней щелочной стадии» развития постмагматических процессов, по Д. С. Коржинскому (1953).

По мнению А. Г. Жабина, после того как завершается процесс кристаллизации расплава, минеральные индивиды, образующие породу, находятся лишь в химическом равновесии, а физико-химическое равновесие достигается не полностью, поскольку каркас границ индивидов (отражая кинетику кристаллизации фаз из расплава) является неравновесным. Поэтому процесс перекристаллизации породы первоначально должен проявиться в возникновении равновесной структуры границ зерен (гранобластовая структура) и только после этого будет происходить собирательная перекристаллизация с укрупнением зерен (Жабин, 1976). По-видимому, в идеальном случае в отмеченной последовательности процесс и происходит. Однако нередко процесс установления равновесия границ как бы затушевывается интенсивно развивающимся процессом укрупнения зерен.

Таблица 2

Породы и руды, возникающие на разных этапах (I—III) и стадиях (1—4) формирования минеральных тел

I 1	II				III			Литературный источник
	1	2	3	4	1	2	3	
Мелкозернистый ийолит	Линзовидно-полосчатый ийолит-уртит	Блоковый ийолит-уртит	Пегматоидный уртит	Щелочной пегматит	Зоны ортоклазизации	Зоны сфенизации и др. минералов-метасом	Апатитовые руды	(Руденко, 1964, 1965)
Мелкозернистый мнаскит	Пегматоидный мнаскит			То же	Зоны альбитизации	Зоны карбонатизации	Вкрапленные Zr и Nb руды	(Руденко, 1962а, 1972)
Мелкозернистый мариуполит	Гнейсовидный мариуполит	Полосчатый мариуполит	Пегматоидный мариуполит	» »	Вкрапленные Zr и Nb руды			(Руденко, 1958, 1962б)
Мелкозернистый гранит	Пегматоидный гранит (гранит-пегматит)			Гранитный пегматит	Метасоматические слюдоносные зоны			(Никитин, 1952; Руденко, 1975)
Мелкозернистый гранит	Пегматоидный (часто амазонитовый) гранит				Редкометалльный апогранит (метасоматит)			(Беус и др., 1962; Беус, 1968)
Мелкозернистый базит и (или) гипербазит; вкрапленные Cu-Ni руды	Пегматоидный базит и (или) гипербазит; сегрегационно-метасоматические Cu-Ni руды				Серпентиновый, амфиболовый, слюдяной, хлоритовый метасоматит; метасоматические (преимущественно перестроенные) Cu-Ni руды			(Карпов, 1959; Горбунов, 1968; Зак и др., 1972; Горбунов и др., 1973)
Крупнозернистый карбонатит	Гранулированный карбонатит	Карбонатит перекристаллизованный (без перемещения аксессуаров)		Карбонатит перекристаллизованный (с перемещением аксессуаров)				(Жабин, 1971)

Вместе с тем следует отметить, что явление перекристаллизации с изменением структуры границ зерен в изверженных породах практически еще не изучалось, если не считать примеров огнейсования этих пород.

Интересно сопоставить периоды метаморфизма минеральных индивидов и минеральных тел. При этом выявляются несомненные черты общности отвечающих им процессов. Во-первых, в обоих случаях процессы идут в условиях понижения температуры, во-вторых, важнейшими факторами, их вызывающими, являются некоторая предварительная тектоническая проработка субстрата и воздействие растворов и, наконец, в-третьих, оба процесса сопровождаются освобождением части энергии и представляют собой процесс структурного упорядочения (перекристаллизации), соответственно кристаллов-индивидов и минеральных агрегатов.

Явления метасоматического минералообразования в телах первично-магматического происхождения, свойственные третьему этапу (ортоклазизация, альбитизация, карбонатизация, апатитизация, серпентинизация и другие), могут захватывать эти тела (и их экзоконтактовые зоны) в различной степени. Наиболее полную классификацию такого рода явлений и соответствующие физико-химические трактовки можно найти в работах В. А. Жарикова и Б. И. Омеляненко (Жариков и Омеляненко, 1965; Омеляненко, 1978), а всестороннюю их характеристику — в трудах четырех конференций по проблеме метасоматизма (1963—1976 гг.).

Если обратиться теперь к объектам гидротермального генезиса, к которым принадлежат кварцевые жилы выполнения (как хрусталеносные, так и несущие рудную минерализацию), то и здесь можно видеть аналогичные в принципе этапы и стадии: I — этап кристаллизации раствора, II — метаморфический этап и III — этап «разрушения» — выщелачивания жильной массы или ее замещения. В наиболее распространенных случаях на первом этапе формируются минеральные тела, образованные параллельно-шестоватым или друзовым крупно- и гигантокристаллическим кварцем.<sup>1</sup> На втором этапе после стадии грануляции и других деформаций жильного кварца иногда проявляется стадия его собирательной перекристаллизации. Вместе с тем явления собирательной перекристаллизации и метаморфизма жильного кварца особенно интенсивно проявляются на третьем этапе одновременно с формированием хрустальных гнезд (в случае хрусталеносных объектов) или метасоматическим отложением рудных минералов (в случае рудоносных объектов). Такие же в сущности этапы формирования без труда можно выделить применительно к гидротермальным телам метасоматического генезиса (Григорьев, 1954; Вергушков, 1955; Петровская, 1956; Грейзены, жильный кварц. . ., 1964; Карякин, Смирнова, 1967; Щерба, 1968; Рундквист и др., 1971; Эшкин, Богданова, 1978).

Важнейшей проблемой прикладного значения является установление соотношений рудоотложения с процессами, свойственными разным этапам и стадиям эволюции минеральных тел. Что касается тел первично-магматического происхождения, то здесь, несмотря на некоторую неоднозначность генетических трактовок, связанную с достаточной сложностью проблемы, в общем очевидна следующая закономерность: по мере перехода от основных и ультраосновных пород (а отчасти и карбонатитов) к кислым и щелочным породам имеет место тенденция смещения периодов рудоотложения в сторону более поздних этапов и стадий.

Так, в телах никеленосных основных и ультраосновных пород уже на первом этапе формируются вкрапленные руды, на долю которых в ряде массивов приходится более половины запасов. Известны отдельные примеры, когда на втором этапе наблюдается собирательная перекристаллизация рудных и нерудных минералов и в целом для «пегматитов харак-

<sup>1</sup> Однако существует мнение, в соответствии с которым при формировании жил выполнения формируется зернистый кварцевый агрегат.

терно то, что как силикатные, так и рудные минералы обнаруживают явные признаки развития процессов метасоматоза по более ранним минералам» (Карпов, 1959, с. 88). Однако интенсивные преобразования в этих телах и их экзоконтактах имеют место на третьем этапе, когда вдоль зон смятия и дробления происходит серпентинизация, амфиболизация и ослюднение пород и метасоматическое переотложение ранее возникших сульфидов (эпигенетические руды).

Весьма своеобразные соотношения между кальцитом и рудными минералами и эволюция этих соотношений отмечались А. Г. Жабиным для инъекционных даек карбонатитов. Первоначально из расплава кристаллизовался крупнозернистый карбонатит друзовидной или порфировидной структуры. На этом же этапе кроме кальцита кристаллизовались магнетит, баделлит и другие минералы в виде друз нарастающих на грани кальцита. Следующий этап начался с грануляции таблитчатых кристаллов кальцита, а затем имела место совместная собирательная перекристаллизация кальцита и рудных минералов, завершившаяся феррированием равномернозернистых гранобластовых агрегатов. И, наконец, далее произошла метаморфическая дифференциация вещества и образовался карбонатит полосчатой текстуры.

В комплексах щелочно-ультраосновных пород (и карбонатитов) явления собирательной перекристаллизации в породах ультраосновной серии особенно типичны в участках скопления рудных минералов, где происходит сегрегация перовскита и титаномагнетита (Багдасаров, Орлова, 1970) вплоть до образования рудных щелочных пегматитов, и только в зонах контактов гипербазитов и ийолит-мельтейгитов в наиболее позднюю стадию становления контактово-реакционных пород возникают мощные метасоматические зоны крупнокристаллических флогопитовых слюдитов — источников электроизоляционного сырья. Самой поздней здесь является карбонатитовая серия метасоматических пород, с которой связана рудная и редкометалльная минерализация.

Все больше данных накапливается об образовании руд в массивах щелочных пород на самом позднем этапе их эволюции метасоматическим путем. Имеются в виду, например, апатитовые руды (Солодовникова, 1959; Руденко, 1964; Кузнецов, Руденко, 1974; Минералогия Хибинского массива, 1978), циркониевые и ниобиевые руды (Елисеев, 1950; Руденко, 1957, 1958, 1962б; Роненсон, 1963, 1971), лопаритовые руды (Елисеев, Нефедов, 1940; Руденко, 1965). Наконец, уже давно практически общепризнанными стали представления о постмагматическом (преимущественно метасоматическом) образовании руд, связанных с массивами гранитоидов, где оруденение локализуется не только в эндо- и экзоконтактных частях тел гранитов, но и значительно чаще, чем в случае изверженных пород другого состава, на значительном удалении от них (Рундквист, 1969).

При формировании жил заполнения гидротермального типа отложение рудных минералов (например, касситерита в близповерхностных месторождениях) может происходить раньше жильных минералов (кварца, флюорита и др.), иногда имеет место чередование периодов кристаллизации рудных и жильных минералов, и наконец, достаточно часто рудоотложение происходит на третьем этапе путем замещения жильной массы. Что касается места оруденения в процессах метасоматического минералообразования, связанного с телами первично-магматического или гидротермального происхождения, то соответствующие соотношения В. А. Жариков и Б. И. Омеляненко (1965) справедливо подразделяют на три типа: 1 — отложение рудных минералов происходит одновременно с метасоматическим преобразованием пород, причем рудные минералы располагаются лишь в определенных зонах метасоматической колонки; 2 — оруденение несколько отстает от периода метасоматических изменений, но происходит в результате эволюции тех же растворов, которые вызвали изменения вмещающих пород; 3 — оруденение является самостоятельным

процессом, наложенным на метасоматиты, которые представляют собой лишь благоприятную для рудоотложения вмещающую среду.

Отдельным, очень важным вопросом является внутреннее строение минеральных тел, которое в конечном счете определяется спецификой течения процессов минералообразования на всех трех этапах их становления. Рассмотрение этого вопроса с самых общих позиций свидетельствует о том, что подобно минеральным индивидам, часто приобретающим в процессе своего формирования зональность и секториальность, и минеральные тела, как правило, приобретают зональное (в самом широком смысле) строение. При этом смена зон в них прослеживается как по латерали, так и в вертикальном направлении. Этот очень важный вопрос рассмотрен в фундаментальной работе Д. В. Рундквиста и И. А. Нежейского (1975).

Учитывая все вышесказанное и обращаясь к прикладной стороне дела, напомним, что при рассмотрении закономерностей локализации месторождений в земной коре выделяют факторы структурного (тектонического), стратиграфического, литологического, магматического (Татаринов, 1963; Поиски и разведка месторождений. . ., 1968), а в последнее время и метаморфического (Соколов, 1970) контроля. Ниже при обсуждении путей использования большинства из названных факторов в качестве поисковых критериев (предпосылок) для оценки продуктивности минеральных тел основной упор делается на минералогический аспект этих факторов и по возможности с учетом особенностей эволюции минеральных тел.

Что касается магматического фактора контроля, то здесь особенно актуальной проблемой является, как известно, оценка формационной принадлежности и потенциальной рудоносности интрузий. В настоящее время очевидно, что при решении этой проблемы существенное место принадлежит минералогическим критериям (Марин, 1976; Квятковский, 1977, и др.). При этом используются разнообразные особенности минералов: их состав и структура, морфология и свойства, инородные включения и парагенетические соотношения. Так, например, при выяснении геохимической специализации интрузий весьма целесообразным оказался переход от оценки геохимических особенностей по валовым пробам к оценке по мономинеральным фракциям. При таком подходе в расчет может приниматься содержание тех или иных (рудных или редких) элементов в составе как породообразующих, так и акцессорных минералов. Особенно эффективно использование мономинеральных фракций в тех случаях, когда имеют место небольшие отклонения средних содержаний рудных элементов в породах от кларковых.

В пользу минералогических критериев свидетельствуют данные В. В. Ляховича (1973 г.), в соответствии с которыми в потенциально рудоносных интрузиях содержание акцессорных рудных минералов нередко в пять и более раз выше по сравнению с безрудными массивами. При определении геохимической специализации изверженных пород издавна используются особенности состава так называемых минералов-концентратов. Так, в случае оценки специализации основных—ультраосновных пород на никель к таким минералам обычно относят оливин и магниевый пироксен, на медь — железомагниевый пироксен, на хром — шпинель и пироксен и т. д. При оценке специализации гранитоидов наиболее универсальным минералом на всю гамму рудообразующих элементов считается биотит, но в ряде случаев используются калиевый полевой шпат и другие минералы.

Значительное место минералогическим критериям с использованием особенностей как породообразующих, так и акцессорных минералов принадлежит, например, при выделении гранитоидных формаций (Марин, 1976; Бескин и др., 1979). Среди интрузий малых и умеренных глубин были выделены гранодиоритовый, гранитовый, лейкогранито-аляскитовый, литиевогранитовый и щелочногранитовый формационные типы гранитоид-

дов и установлено, что продуктивными в отношении редкометальных месторождений являются только гранитоиды лейкогранито-алюскитового, литиевогранитового и щелочногранитового типов.

Однако, несмотря на очевидные достижения в применении минералогических критериев, дальнейший прогресс их использования в значительной мере связан, на наш взгляд, с учетом того обстоятельства, что минералы массивов изверженных пород могут появляться на разных стадиях их становления, а те или иные особенности конституции и свойств этих минералов могут возникать в разные периоды формирования минеральных индивидов. Это относится как к породообразующим, так и к акцессорным минералам.

При использовании различных параметров породообразующих минералов самое пристальное внимание следует уделять изучению их метаморфизма, так как он (в изложенной выше трактовке сущности этого явления) в значительной степени определяет величину многих параметров. Вместе с тем анализ литературных материалов, в частности, материалов, относящихся к ряду известных нам объектов, дает основание утверждать, что явление метаморфизма минералов достаточно часто в расчет не принимается. Вследствие этого не разграничиваются особенности конституции минералов, возникшие в период кристаллизации минеральных тел, и особенности, обусловленные наложенными процессами, что, естественно, не обеспечивает полноценного их использования для решения вопросов, связанных с установлением металлогенической специализации интрузий.

Изучение акцессорных минералов целесообразно сопровождать наблюдениями, позволяющими судить о периоде их образования. В настоящее время распространено мнение, что акцессорные минералы (например, в гранитоидах) могут кристаллизоваться на протяжении всего периода их формирования, но большая часть возникает в поздней и послемагматическую стадии (Марин, 1976). Для решения поисково-оценочных задач полезно располагать данными для разграничения акцессорных минералов магматического и метасоматического генезиса. Так, при обнаружении редкометальных акцессорных минералов в пробах, взятых из пород, относящихся к гранодиоритовому или нормально гранитовому формационному типу, может быть сделан ошибочный вывод о возможной связи с массивами этих пород редкометальных месторождений. Однако если будет известно, что акцессорные минералы в этих породах являются наложенными (аллометасоматическими), для такого вывода оснований не будет.

Обращаясь к остальным факторам контроля, еще раз подчеркнем, что на разных этапах и стадиях формирования минеральных тел возникают разные парагенезисы минералов, а нередко имеют место и разные способы их образования. Выявление последовательности и особенно способов образования минералов зачастую имеет решающее значение при установлении рудоконтролирующих факторов. Рассмотрим три примера.

1. При исследовании гранитных пегматитов было доказано главным образом трудами В. Д. Никитина (1968), что крупнокристаллический мусковит и редкометальные минералы образуются в телах этих пород метасоматическим путем. Оказалось, что метасоматическое оруденение наложено на пегматиты и пространственное положение рудных зон контролируется зонами трещиноватости (тектонический рудоконтролирующий фактор), которые могут протягиваться вкост простирания рудных тел и пересекать разные зоны пегматита. Кроме того, был сделан вывод о том, что оруденение не обязательно концентрируется в головах жил (как это представлялось ранее на основе концепции о кристаллизации остаточной магмы), а может локализоваться в их срединных и корневых частях. В результате были внесены коррективы в методику поисково-разведочных работ, а справедливость соответствующих рекомендаций подтвердилась практикой.



2. Долгое время считалось, что хрусталеносные полости в гидротермальных кварцевых жилах выполнения являются остаточными. Однако специальными исследованиями (Карякин, 1955) был выявлен иной путь образования кристаллов кварца хрусталеносных гнезд. Оказалось, что хрустальные гнезда наложены на ранее сформированные кварцевые жилы. При этом механизм образования гнезд сводится к следующему. Под действием растворов недосыщенных кремнеземом в участках тектонического нарушения кварцевых жил (тектонический фактор) начинается процесс растворения жильного кварца. Однако этот процесс общего растворения идет до тех пор, пока раствор не станет насыщенным по отношению к зернам жильного кварца средней величины и пересыщенным относительно наиболее крупных зерен. Тогда будет происходить рост крупных кристаллов за счет кремнезема, уже перешедшего в раствор, а также за счет продолжающегося растворения мелких зерен. Дальнейшие наблюдения показали, кроме того, что изменения вмещающих пород практически ограничиваются жилами, в которых имеются наложенные хрустальные гнезда и тяготеют к участкам концентрации гнезд. Закономерности образования хрустальных гнезд, выявленные А. Е. Карякиным (Карякин, Смирнова, 1967), коренным образом изменили методику поисковых и разведочных работ на кварцевое сырье.

3. При изучении Октябрьского щелочного массива сложилось мнение, что развитые здесь щелочные пегматиты древнее мариуполитов, а пространственное положение тел контролируется соответственно крутопадающими кольцевыми и коническими разломами. Однако позже был установлен способ образования минералов щелочных пегматитов (Руденко, 1958, 1962а). Оказалось, что пегматиты образуются путем перекристаллизации мариуполитов и поэтому обе породы слагают единые тела мариуполито-пегматитов. Эти тела часто имеют пологое залегание (Кашин и др., 1961). Кроме того, циркон и некоторые другие редкометалльные минералы наложены на эти тела и образовались метасоматическим путем. Поскольку пологозалегающие тела являлись хорошими ловушками постратифицированных растворов (структурный рудоконтролирующий фактор), именно в них должны были быть высокие концентрации метасоматических циркониевых руд. Выявленные особенности залегания тел мариуполито-пегматитов и установленные закономерности концентрации в них рудных минералов подтвердились при проведении детальной разведки и использовались в дальнейшем.

В заключение кратко рассмотрим прикладное значение учета зонального строения минеральных тел. Следует различать зональность разного масштаба и типа, в частности зональность, свойственную данному телу в целом, а также отдельным его составным частям (Рундквист, Неженский, 1975). Зональность может быть проявлена по содержанию типоморфных элементов в том или ином минерале или по другим его особенностям, по количеству типоморфных минералов и т. д. Поскольку зональность проявляется как в плане, так и по вертикали, знание соответствующих закономерностей благоприятствует перспективной оценке разных участков месторождений, в том числе перспективной оценке оруденения на глубину и выявлению слепых рудных тел.

Хорошим примером использования минералогических критериев для выявления эндогенной зональности могут служить исследования Березовского рудного поля на Среднем Урале, выполненные Б. В. Чесноковым. Для этого поля эндогенная зональность прежде не была известна. Лишь проведенное здесь минералогическое картирование (Чесноков, 1973) показало, что отчетливая зональность устанавливается по распределению блеклых руд ряда теннантит—тетраэдрит как по площади рудного поля, так и на глубину.

Горизонтальная зональность рудного поля выражается в том, что в средней меридиональной зоне (где находится большинство золотоносных

жил) количество мышьяка в блеклых рудах увеличивается в северном направлении. Особенно наглядно эта зональность фиксируется после обработки соответствующих данных на ЭВМ. Что касается более глубоких горизонтов месторождения, то для них характерны блеклые руды, обогащенные тетраэдритовой составляющей. Знание отмеченной зональности оказалось ценным для прогноза направлений дальнейшей разведки месторождения.

**Минеральные ореолы и поисковые признаки.** Минералогические поисковые признаки использовались еще в самые древние времена, когда по близрасположенным россыпям или свалам (механическим минеральным ореолам) находили руды в коренном залегании. Однако таких простых признаков было явно недостаточно и поэтому в дополнение к ним стали учитываться окolorудные измененные породы, причем осмотр старинных разработок свидетельствует о том, что и этим признаком пользовались древние рудознаты. Период расцвета в исследовании этих важнейших для практики образований приходится, пожалуй, на 50—60-е годы нашего столетия, когда достаточно глубоко были изучены особенности их зонального строения и генезиса, разработана классификация, получены важные данные о соотношении их с оруденением (Измененные окolorудные породы. . ., 1954). При этом «опыт изучения окolorудных изменений убедительно показывает, что нет таких гидротермальных изменений, которые однозначно указывали бы на наличие определенной рудной минерализации. Напротив, нередко один и тот же тип изменений вмещающих пород свойствен месторождениям различных металлов, в то время как месторождения одного и того же металла в разных районах часто сопровождаются различными типами изменений вмещающих пород» (Омельяненко, 1970, с. 152). Известны также многочисленные примеры, когда определенные типы оруденения не сопровождаются гидротермальными изменениями пород или такие изменения проявлены очень слабо. Отчасти по этой причине, а также в связи с бурным развитием геохимии и совершенствованием методики спектрального анализа с 30-х годов нашего столетия развиваются геохимические методы, основанные на использовании в качестве поискового признака геохимических аномалий. С тех пор постоянно совершенствовались научные основы этих методов, а сами методы прочно вошли в практику современных поисковых и разведочных работ благодаря большой простоте их применения. С помощью геохимических методов найдено много новых месторождений. Вместе с тем, как указывает А. И. Гинзбург (1978, с. 386), «широко поставленные геохимические съемки приводят к открытию ежегодно сотен аномалий, на расшифровку и разбуривание которых уходят годы и миллионы рублей; при этом эффективность открытия по этим аномалиям рудных месторождений часто низкая». С нашей точки зрения, одна из важных причин подчас низкой эффективности геохимических методов состоит в том, что при использовании этих методов (в их традиционном варианте) не всегда принимается в расчет то обстоятельство, что породы, образующие ореолы, сложены разными минералами, которые могут обладать разной информативностью и возникать при формировании ореолов не одновременно, а в определенной последовательности. Это простое обстоятельство столь существенно, что сама практика геохимических методов заставила внести в них соответствующие коррективы. Поэтому приведем примеры, однозначно свидетельствующие о справедливости этого обстоятельства.

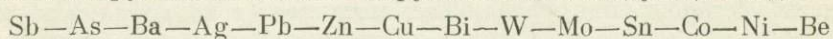
1. Производилось оконтуривание первичного геохимического ореола слепого рудного тела одного гидротермального уранового месторождения (Беус и Григорян, 1975). Было установлено, что в пределах ореола уран присутствует в виде труднорастворимых аксессуарных минералов исходных гранитов и в виде растворимых аксессуарных минералов — настурана и урановой черни (уран привнесенный в граниты). Расчеты показали, что вертикальная протяженность ореола урана по общему содержанию равна

180 м, а по подвижному урану — 300 м. Это означает, что знание особенностей минерального состава обеспечило увеличение глубинности поисков в 1.5 раза, причем оказалось, что ореол, установленный по общему содержанию урана, не выходит на поверхность.

Свинец в том же ореоле присутствует в виде изоморфной примеси в калиевом полевом шпате и в виде галенита. Ореол, полученный с учетом общего содержания свинца (установленного спектральным анализом) оказался в 3 раза меньше ореола, оконтуренного по содержанию свинца в галените (установленному рациональным химическим анализом).

2. На одном из месторождений урано-сульфидной формации, залегающем в гранитах, изучались первичные ореолы (Беус, Григорян, 1975). При этом определялось содержание элементов спутников урана (свинца, молибдена, меди и цинка) путем анализа общих проб и тяжелых фракций этих проб, в которых концентрировались сульфиды. Оказалось, что ореолы, выявленные по данным анализа минералов тяжелых фракций, значительно превосходят по размеру ореолы, обнаруженные из анализа общих проб.

3. Большое практическое значение имеет вертикальная геохимическая зональность первичных ореолов. С учетом ее отличают, как известно, надрудные части ореолов от подрудных, что позволяет обнаруживать скрытые (слепые) рудные тела. Для гидротермальных месторождений разных металлов (вне зависимости их от их типа и происхождения) некоторые исследователи выделяют устойчивый (стандартный) ряд зональности, который от надрудных сечений к подрудным имеет следующий вид:



(Овчинников и Григорян, 1970). Однако в зависимости от того, в каком минерале присутствует элемент-индикатор, этот элемент может занимать различные места в ряде вертикальной зональности. Так, например, молибден — «всегда типичный подрудный индикатор, но на Курусайском месторождении. . . , он фиксируется в явно надрудном парагенезисе. Как выяснилось, здесь он представлен не обычным молибденитом, а вульфенитом, развивающимся по галениту» (Овчинников и Григорян, 1970, с. 27). Приведенные примеры являются хорошей иллюстрацией преимуществ выявления минеральных ореолов рудных месторождений по сравнению с литохимическими ореолами. Вместе с тем они свидетельствуют о необходимости учета специфики минерального состава пород, образующих литохимические ореолы.

В связи с обсуждаемым вопросом следует коснуться месторождений неметаллических полезных ископаемых. Одним из представителей последних являются мусковитовые пегматиты, околожилные ореолы которых с петрографических, геохимических и генетических позиций изучены достаточно полно (Гродницкий, Полин, 1975: Слюдоносные пегматиты. . . , 1976; Шмагин, 1976). Установлено, что при формировании ореолов происходит мусковитизация метаморфических пород, а также замещение граната биотитом и кварцем. При этом в ореолах формируется метасоматическая зональность. В зонах наиболее интенсивного изменения образуются мусковитовые слюдиты и кварцево-мусковитовые породы. Следует, однако, отметить, что породные (петрографические) ореолы не являются надежным поисковым признаком слепых слюдоносных жил, так как известны примеры, когда богатые мусковитом промышленные жилы имеют маломощные породные (петрографические) ореолы, а непромышленные жилы обладают более развитыми ореолами. Кроме того, изменения метаморфических пород, свойственные ореолам, наблюдаются и вне непосредственной связи с пегматитами. Что касается использования в поисковых целях геохимических данных, то в этом случае приходится считаться с тем, что изменения содержания малых элементов в гнейсах и сланцах околожильного ореола маскируются неоднородностью минерального состава исходных пород.

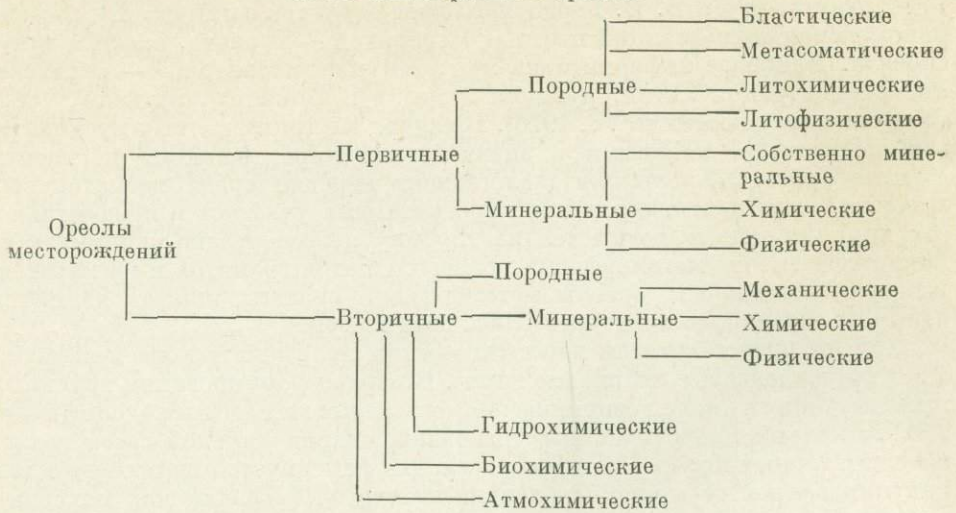
Значительно более надежные данные при выявлении ореолов, по Г. М. Арутюнову и В. В. Гордиенко, дает изучение химического состава мономинеральных фракций цветных минералов — граната, биотита и мусковита. Наиболее информативна при этом «биотитометрия» — определение концентраций лития, рубидия и цезия в биотите (Арутюнов, 1969; Слюдоносные пегматиты. . ., 1976). В случае внутригранитных мусковитовых пегматитов, каковыми в значительной мере являются пегматиты Мамско-Чуйской провинции (залегające нередко среди пегматоидных гранитов), при прогнозировании перспективных участков и продуктивности крупных пегматитовых тел на глубину целесообразно принимать во внимание явление метаморфизма полевых шпатов гранитов и пегматитов. Как уже отмечалось, ореолы метаморфизма полевых шпатов являются одним из поисковых критериев слюдоносных зон.

Другим представителем неметаллических полезных ископаемых являются хрусталеносные кварцевые жилы. В период формирования хрустальных гнезд в них кроме возникновения околожильных (точнее окологнездовых) изменений происходит преобразование кварца жильной массы и вмещающих горных пород. Это преобразование фиксируется по особенностям индуцированной термолюминесценции кварца (ИТЛ), так как исходные и измененные кварцы отчетливо различаются по этому признаку. По ИТЛ кварца можно оценивать перспективность обнаруженных при поисках и разведке кварцевых жил на горный хрусталь. Кроме того, выясняется что по данным ИТЛ кварца ореолы окологнездовых изменений в 1.5—2 раза шире ореолов, наблюдаемых визуально или с помощью бинокулярной луны по минеральному составу окологнездовых пород (Эшкин, Богданова, 1976). При изучении мусковитовых пегматитов и кварцевых жил (как рудных, так и хрусталеносных) практическое значение имеет также выявление так называемых ореолов пропариванием по вторичным газово-жидким включениям (метод Н. П. Ермакова). Этот метод, как правило, дает наилучшие результаты, если исследуется поведение при нагревании мономинеральных проб кварца («кварцеметрия»).

В рудных районах перспективно применять шливовзрывной метод по минералам легкой фракции (Ермаков, Долгов, 1979), который по сути дела также является «кварцеметрией».

Все рассмотренные примеры свидетельствуют о том, что многие современные геохимические методы поисков и разведки полезных ископаемых являются по сути дела минералогическими или минералого-геохимическими, так как наибольший эффект зачастую дает изучение химического состава минералов, а не валовых проб пород. Кроме того, при оконтуривании ореолов месторождений используются не только химический состав, но и физические свойства минералов или оба признака одновременно. Имея в виду все сказанное, а также данные специальных геохимических работ (Сафронов, 1971; Беус, Григорян, 1975; Квятковский, 1977), ореолы месторождений можно классифицировать согласно приведенной ниже схеме. Первичные ореолы (как породные, так и минеральные) являются, как известно, проявлением единого (часто многостадийного) процесса становления месторождений, в то время как вторичные ореолы представляют собой продукты гипергенного преобразования (разрушения) месторождений и их первичных ореолов. Обращаясь к первичным ореолам, упомянем о собственно минеральных ореолах — ореолах рассеянной рудной вкрапленности. Такие ореолы и рудные тела, которые они окружают, обычно рассматривают как генетически единое целое, подразумеваемая одновременное образование рудных минералов в этих телах и ореолах. Во многом на основе именно этого типа ореолов разрабатывалась современная методика геохимических и ряда других методов поисков. Однако в настоящее время стоит задача (помимо использования особенностей главных и сопутствующих рудных минералов) широкого вовлечения в практику учета химических и физических особенностей

Схема классификации ореолов



породообразующих минералов по тем «отпечаткам», которые связаны с воздействием на эти минералы рудообразующих процессов.<sup>2</sup>

В этой связи встают две задачи. Во-первых, тесно увязать химические и физические исследования минералов с изучением минеральных ореолов в природе, имея в виду в качестве конечной цели разработку новых минералогических методов оконтуривания ореолов. О первых шагах в этом направлении говорилось выше. Во-вторых, развивать и дальше углублять представления о генетических (и возрастных) соотношениях рудных зон (и месторождений) и окружающих их ореолов. Имеющиеся данные позволяют выделить (последовательно накладывающиеся друг на друга) следующие типы первичных ореолов: дорудные, предрудные, синрудные и пострудные. Если говорить о высокотемпературных постмагматических месторождениях, то в качестве дорудных ореолов здесь часто выступают зоны перекристаллизации магматических пород («бластические ореолы»), на которые накладываются предрудные метасоматические изменения, а затем в одних случаях формируется ассоциация минералов образующих синрудный ореол, а в других оруденение накладывается на метасоматиты и в качестве синрудного ореола выступают только зоны рассеянной вкрапленности.

При формировании низкотемпературных гидротермальных месторождений необходимо, как это специально подчеркивает Б. И. Омеляненко, выделять три стадии: предрудную (стадию выщелачивания), рудную и тесно с ней связанные стадии (стадия осаждения) и пострудную (заключительную стадию). На ранних стадиях поисков важное поисковое значение приобретают ореолы, связанные с предрудной стадией, так как именно они имеют широкие масштабы. Так, на одном из урановых месторождений сначала формируется достаточно широкий, зонально построенный ореол березитизации микродиоритов, а затем накладывается интенсивная пиритизация и прожилково-вкрапленное урановое оруденение (преимущественно на внутренние зоны), причем граница зоны пиритизации пересекает границы зон березитизации; позже формируются пострудные жилы кварц-карбонатного состава (Омеляненко, 1970).

На разных стадиях поисково-разведочных работ, как отмечено выше, в расчет должны приниматься ореолы разного типа и масштаба развития.

<sup>2</sup> В последнее время поставлена задача и сделаны первые шаги по выявлению признаков одновременности или синхронности процессов образования минералов (Григорьев и др., 1969; Попова, 1976). Однако разработка этой проблемы еще только начинается.

Рассмотрим это на примере месторождений изумрудов (Шерстюк и др., 1975; Жеряков, 1976). При поисково-ревизионных и поисковых работах на изумруды оконтуриваются ореолы развития метасоматически измененных гипербазитов грейзеновой формации, представленные преимущественно слюдитами. Для этих метасоматитов характерны такие минералы-индикаторы, как флюорит, апатит, молибденит и литийсодержащие слюды, а также элементы-индикаторы: бериллий, литий, цезий, рубидий и фтор.

Предварительная оценка перспективности отдельных участков этого ореола производится по уровню содержания хрома в слюдитах, причем потенциально изумрудоносные слюдиты содержат  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в пределах 0.16—0.45 вес.%, а неизумрудоносные — 0.01—0.07 вес.%. При этом благоприятными являются серые слюдиты, в которых присутствует преимущественно «силикатный» хром в виде изоморфной примеси во флогопите, содержащем 0.18—0.31%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . При детальной разведке и эксплуатации месторождения должны приниматься в расчет данные минералогического картирования, согласно которым участки с изумрудными гнездами окружены ореолом распространения в слюдитах акцессорного берилла (или других бериллийсодержащих аксессуариев). Характерно, что ореолы развития акцессорного берилла в слюдитах в 3—5 раз меньше размеров продуктивной слюдитовой зоны.

Все сказанное выше свидетельствует в пользу следующих положений.

1. В особую группу ореолов месторождений следует выделять минеральные ореолы, имеющие важное поисковое значение.

2. Минеральные ореолы в зависимости от типа месторождений могут оконтуриваться по содержанию во вмещающих породах рудных минералов, а также по химическим (или физическим) особенностям породообразующих минералов.

3. Из практики поисковых работ следует, что минеральные ореолы зачастую обладают большей мощностью, чем породные (литохимические) ореолы, устанавливаемые традиционными приемами отбора и исследования валовых проб пород. Поэтому дальнейшее развитие учения о минеральных ореолах следует рассматривать в качестве одного из перспективных направлений прикладной минералогии и геологоразведочного дела.

4. Рациональным является историко-эволюционный подход к изучению породных и минеральных ореолов, состоящий в выявлении ореолов дорудного, прерудного, синрудного и пострудного типов. Такую специфику ореолов целесообразно учитывать при проектировании поисково-разведочных работ разных стадий.

**Заключение.** Обобщенный в статье фактический материал свидетельствует о том, что рациональное использование минералогических критериев оценки рудоносности должно осуществляться с учетом генезиса и эволюции минеральных индивидов и минеральных тел.

Особенности химического состава и структурного состояния, внутреннего сложения, морфологии и свойств минеральных индивидов могут изменяться на всем протяжении длительной истории их существования, т. е. в периоды роста, метаморфизма и разрушения. Те или иные из перечисленных особенностей минералов выступают в качестве надежных поисковых признаков только в тех случаях, когда установлено в какой период образования индивидов сказалось влияние рудообразующего процесса.

Локализация оруденения в тех или иных частях минеральных тел осуществляется на разных стадиях их формирования. Знание последовательности и способа образования рудных минералов в этих телах, а также специфики породообразующих и акцессорных минералов как индикаторов оруденения имеет неопределимое значение для более надежного установления роли магматического, структурно-тектонического, стратиграфического, литологического и других геологических факторов контроля в размещении

месторождений и отдельных рудных зон в пределах этих тел или вблизи них.

В период становления месторождений вокруг них формируются ореолы околорудных изменений. Фиксировать эти ореолы можно петрографическими, геохимическими и минералогическими методами. Для многих объектов весьма эффективными, с поисковой точки зрения, являются минералогические методы. Это объясняется двумя обстоятельствами: во-первых, при использовании минералогических методов представляется возможность применять широкий спектр разнообразных (химических, физических и морфологических) особенностей минералов; во-вторых, среди образующих ореол минералов можно выбрать такой минерал или группу минералов, которые применительно к данному конкретному месторождению обладают наибольшей информативностью, т. е. являются индикаторами оруденения в этом ореоле. Таким образом, одним из перспективных направлений совершенствования современных методов поисков и оценки месторождений следует рассматривать развитие учения о минеральных ореолах. И здесь целесообразен историко-эволюционный подход, так как на формирование ореолов вокруг рудных тел влияние оказывают практически все процессы, имеющие место на разных стадиях становления и изменения этих тел.

Итак, дальнейший прогресс в разработке минералогических критериев поисков и оценки месторождений полезных ископаемых может быть обеспечен при условии тесной взаимосвязи физических и химических исследований минералов, выполненных с использованием новейших (желательно экспрессных) методов, с изучением генезиса минералов и минеральных тел в природных условиях.

#### Л и т е р а т у р а

А р у т ю н о в Г. М. Результаты определений содержания рассеянных элементов в биотите вмещающих пород на различном удалении от слюдоносной пегматитовой жилы. — Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР, 1969, вып. 4, с. 134—144.

А т л а с текстур и структур сульфидных медно-никелевых руд Кольского полуострова. Л., «Наука», 1973, 177 с. Авт.: Г. И. Горбунов, Ю. Н. Яковлев, Ю. А. Астафьев, Ю. В. Гончаров, И. С. Бертевев, Ю. Н. Нарядовский.

Б а г д а с а р о в Э. А., О р л о в а М. П. О направленности явлений метасоматоза в комплексах ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970, с. 318—334.

Б е с к и н С. М., Л а р и н В. Н., М а р и н Ю. Б. Редкометалльные гранитовые формации. Л., «Недра», 1979. 280 с.

Б е у с А. А. Альбитовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 303—377.

Б е у с А. А., Г р и г о р я н С. В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М., «Недра», 1975. 278 с.

Б е у с А. А., С е в е р о в Э. А., С и т и н А. А., С у б б о т и н К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., Изд-во АН СССР, 1962. 195 с.

В а з б у ц к и й Г. Н. Природные изменения окраски и некоторых других свойств касситерита. — ЗВМО, 1941, вып. 2, с. 185—222.

В е р т у ш к о в Г. Н. Метаморфизм жильного кварца. — В кн.: Материалы по геологии Урала. — Тр. Свердловск. горн. ин-та, 1955, вып. 22, с. 193—201.

Г и н з б у р г А. И. Минералогические методы и критерии при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых. — ЗВМО, 1978, вып. 4, с. 385—397.

Г и н з б у р г А. И., Т и м о ф е е в И. Н., Ф е л ь д м а н Л. Г. Основы геологии гранитных пегматитов. М., «Недра», 1979, 296 с.

Г о р б у н о в Г. И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М., «Недра», 1968. 352 с.

Г р е й з е н ы, жильный кварц и калишпаты. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1964. 308 с. Авт.: Г. Н. Щерба, В. Д. Гукова, А. В. Кудряшов, Н. П. Сенчило.

Г р и г о р ь е в Д. П. Некоторые явления генезиса минералов в жилах. — ЗВМО, 1954, вып. 3, с. 177—197.

Г р и г о р ь е в Д. П. Онтогенез минералов. Львов, Изд. Львовск. ун-та, 1961. 283 с.

Г р и г о р ь е в Д. П., Б у к а н о в В. В., М а р к о в а Г. А. Синхронизация процессов кристаллизации по зональности кристаллов. — ДАН СССР, 1969, т. 185, № 5, с. 1129—1132.

- Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогенія минералов. М., «Наука», 1976. 339 с.
- Гродницкий Л. Л., Полин А. К. Пегматиты Северной Карелии и их ореолы. Петрозаводск, «Карелия», 1975. 227 с.
- Евзикова Н. З. Практический аспект кристалломорфологии касситерита. — ЗВМО, 1972, вып. 2, с. 237—249.
- Елисеев Н. А. Эвдиалититы Луяврурта. — ЗВМО, 1950, вып. 4, с. 494—516.
- Елисеев Н. А., Нефедов Н. К. Лопаритовые месторождения Луяврурта. — В кн.: Производительные силы Кольского полуострова. М., Изд-во АН СССР, 1940, с. 77—118.
- Ермаков Н. П., Долгов Ю. А. Термобарогеохимия. М., «Недра», 1979. 272 с.
- Жабин А. Г. Стереологические закономерности строения зернистого мономинерального агрегата, достигшего равновесия границ зерен. — В кн.: Геохимия, минералогия, петрология. Докл. сов. геол. XXV сессии МГК. М., «Наука», 1976, с. 204—222.
- Жабин А. Г. Сингенез и метаморфизм карбонатитов. М., «Наука», 1971. 166 с.
- Жариков В. А., Омельяненко Б. И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. — В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М., «Недра», 1965, с. 119—194.
- Жернаков В. И. Опыт минералогического картирования изумрудноносных слюдитовых жил. — Тр. Свердловск. горн. ин-та, 1976, вып. 124, с. 80—82.
- Жильный кварц восточного склона Урала. — Тр. Свердловск. горн. ин-та, 1970, вып. 6. 103 с. Авт.: Г. Н. Вертушков, Ф. Ф. Борисков, Э. В. Эмлин, Г. А. Синкевич, Ю. А. Соколов, О. А. Суставов, В. И. Якин.
- Зак С. И., Кочнев-Первухов В. И., Проскураков В. В. Ультраосновные породы Аллареченского района, их метаморфизм и оруденение. Петрозаводск, «Карелия», 1972. 129 с.
- Измененные околорудные породы и их поисковое значение. М., Госгеолтехиздат, 1954. 270 с. Авт.: А. А. Курек, Н. И. Наковник, Е. Д. Карпова, А. Г. Ивашенцев, Д. М. Шилин, В. П. Иванова, И. И. Князев. Под редакцией Н. Н. Курека.
- Каменцев И. Е. Об определении Al/Si упорядоченности в калиевом полево-шпате. — Геохимия, 1968, № 5, с. 637—640.
- Карпов Р. В. Пегматиты основных пород Мончегундры и связанное с ними сульфидное оруденение. — Геол. рудн. месторожд., 1959, № 5, с. 74—90.
- Карякин А. Е. Поисковые признаки хрусталеносных гнезд. — Зап. ЛГИ, 1955, т. 31, вып. 2, с. 3—16.
- Карякин А. Е., Смирнова В. В. Структуры хрусталеносных полей. М., «Недра», 1967. 240 с.
- Карякин И. А. Типоморфные признаки касситеритов коренных и россыпных месторождений Депутатского и Тенкелейского руднороссыпных узлов (Якутия). — Автореф канд. дис. Л., 1978, с. 3—21.
- Кашин С. А., Стороженко А. А., Бородаевская М. Б. Некоторые вопросы геологического строения Октябрьского массива щелочных пород и особенности его минерализации. — Тр. ЦНИГРИ, 1961, вып. 44, с. 13—15.
- Квятковский Е. М. Литохимические методы поисков эндогенных рудных месторождений. Л. «Недра», 1977. 187 с.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 382—450.
- Кузнецов Ж. М., Руденко С. А. Генезис пегматитов горы Юкспор в Хибинах. — В кн.: Геология, поиски и разведка нерудных полезных ископаемых. Межвуз. сб. Вып. 1. Л., Изд-во ЛГИ, 1974, с. 3—10.
- Лазько Е. Е. Минералы-спутники алмаза в кимберлитовых породах. М., «Недра», 1979. 191 с.
- Леммлейн Г. Г. Морфология и генезис кристаллов. М., «Наука», 1973. 327 с.
- Марин Ю. Б. Гранитоидные формации малых и умеренных глубин. Л., Изд-во ЛГУ, 1976. 143 с.
- Минералогия Хибинского массива. М., «Наука», 1978, т. 1. 228 с. Авт.: Е. Е. Костылева-Лабунцова, Б. Е. Боруцкий, М. Н. Соколова, З. В. Шлюкова, М. Д. Дорфман, О. Б. Дудкин, Л. В. Козырева, С. В. Икорский.
- Никитин В. Д. Процессы перекристаллизации и метасоматоза в слюдоносных и керамических пегматитах. — Зап. ЛГИ, 1952, т. 27, вып. 2, с. 107—156.
- Никитин В. Д. Пегматитовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 84—151.
- Овчинников Л. Н., Григорян С. В. Закономерности состава и строения первичных геохимических ореолов сульфидных месторождений. — В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубоководных рудных месторождений. Ч. 8. Иркутск, 1970, с. 3—37.



Омельяненко Б. И. Некоторые особенности процессов низкотемпературных околорудных изменений и попытка их систематизации. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970, с. 152—161.

Омельяненко Б. И. Околорудные гидротермальные изменения пород. М., «Недра», 1978. 215 с.

Петровская Н. В. Некоторые особенности внутрирудного метаморфизма золото-кварцевых образований на примере месторождений Енисейского кряжа. — Тр. НИГРИзолото, 1956, вып. 21, с. 2—45.

Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. М., «Недра», 1968. 460 с. Авт.: Е. О. Погребницкий, Н. В. Иванов, А. В. Скропышев, А. К. Марков, Н. И. Руденко, В. И. Терновой. Под редакцией Е. О. Погребницкого.

Попова В. И. О методах синхронизации процессов минералообразования. — В кн.: Проблемы генетической информации в минералогии. Сыктывкар, 1976, с. 97—100.

Роненсон Б. М. Основные черты петрологии Вишневогорского щелочного массива. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. I Уральск. петрограф. совещ. Т. 3. Свердловск, 1963, с. 109—120.

Роненсон Б. М. Об условиях формирования миаскитов Вишневых гор. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. II Уральск. петрограф. совещ. Т. 4. Свердловск, 1971, с. 400—408.

Руденко С. А. О способе и механизме образования кристаллов циркона в мариуполите. — ЗВМО, 1957, вып. 4, с. 454—459.

Руденко С. А. О природе циркона щелочных пегматитов Приазовья. — Зап. ЛГИ, 1958, т. 33, вып. 2, с. 183—193.

Руденко С. А. Генезис и структурные особенности мариуполитов. — Зап. ЛГИ, 1962а, т. 43, вып. 2, с. 3—25.

Руденко С. А. О роли постагматических явлений в формировании Ильмено-Вишневогорского щелочного массива на Урале. — Зап. ЛГИ, 1962б, т. 43, вып. 2, с. 26—37.

Руденко С. А. К генезису апатитовых месторождений Хибинского массива. — Зап. ЛГИ, 1964, т. 47, вып. 2, с. 49—70.

Руденко С. А. Основные закономерности процесса формирования пегматоидных пород и пегматитов в щелочных массивах. — В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. Докл. сов. геол. XXII сессии МГК. М., «Недра», 1965, с. 271—288.

Руденко С. А. Процессы перекристаллизации и метасоматоза и их роль в формировании горных пород и руд щелочных массивов. — В кн.: Пегматиты (минералогия, генезис и промышленная оценка). Л., Изд-во ЛГИ, 1972, с. 219—233.

Руденко С. А. Типоморфные особенности минералов пегматитов. — В кн.: Минералы-индикаторы особенностей вмещающей их среды. Тр. Карельск. фил. АН СССР, 1975, вып. 27, с. 9—33.

Руденко С. А., Иванов М. А. Метаморфизм породообразующих минералов салычской группы и вопросы типоморфизма. — В кн.: Физика минералов и проблемы типоморфизма. Матер. Всесоюз. конфер. 1975 г. Л., Изд-во ЛГИ, 1976, с. 4—15.

Руденко С. А., Иванов М. А., Романов В. А. Метаморфизм минералов — важное явление в истории их формирования. — ЗВМО, 1978, вып. 6, с. 697—710.

Рудник В. А. Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии. Л., «Недра», 1975. 415 с.

Рундквист Д. В. Эволюция рудообразования во времени. — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. V. Основные проблемы геологии. М., «Недра», 1969, с. 309—332.

Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г. Грейзеновые месторождения. М., «Недра», 1971. 325 с.

Рундквист Д. В., Неженский И. А. Зональность эндогенных рудных месторождений. Л., «Недра», 1975. 223 с.

Рундквист Д. В., Соколова В. Н. Зональность оруденения Мончегорского медно-никелевого месторождения. — ЗВМО, 1978, вып. 6, с. 633—649.

Сарсадских Н. Н., Ровша В. С. Об условиях генезиса минералов-спутников алмаза в кимберлитах Якутии. — ЗВМО, 1960, вып. 4, с. 392—399.

Сарсадских Н. Н. О неоднородности вещества верхней мантии. — ДАН СССР, 1970, 193, № 6, с. 1392—1393.

Сафронов Н. И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. Л., «Недра», 1971. 216 с.

Слюдоносные пегматиты Северной Карелии. Под ред. В. В. Гордиенко и В. А. Леоновой. Л., «Недра», 1976. 367 с.

Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1949. 329 с.

Соболев Н. В. О минералогических критериях алмазности. — Геол. и геофиз., 1971, № 3, с. 70—80.

Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, «Наука», 1974. 264 с.

Соколов Ю. М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. Л., «Наука», 1970. 200 с.

Солодовникова Л. Л. Полевые шпаты Кукисвумторрского апатитового месторождения. — В кн.: К минералогии постмагматических процессов. Л., Изд-во ЛГУ, 1959, с. 7—72.

Татаринов П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1963. 370 с.

Терповой В. И. Флогопитоносные пегматоидные породы Ковдорского месторождения. — В кн.: Пегматиты (минералогия, генезис и промышленная оценка). Л., Изд-во ЛГИ, 1972, с. 244—248.

Условия образования и закономерности размещения мусковитовых объектов Северо-Байкальской мусковитовой провинции. — В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л., «Наука», 1975, с. 174—182. Авт.: С. А. Руденко, В. А. Романов, В. Н. Мораховский, Е. В. Тарасов, Г. А. Галкин, В. К. Дорохин.

Харьков А. Д. Минералогические основы поисков алмазных месторождений. М., «Недра», 1978. 135 с.

Чесноков Б. В. Эндогенная зональность Березовского рудного поля на Среднем Урале. — ДАН СССР, 1973, т. 210, № 4, с. 915—917.

Шафрановский И. И. Очерки по минералогической кристаллографии. Л. «Недра», 1974. 151 с.

Шафрановский И. И., Евзикова Н. З. Пути развития и новый этап минералогической кристалломорфологии. — ЗВМО, 1976, вып. 5, с. 529—542.

Шерстюк А. И., Жернаков В. И., Койнов А. А. Поисково-оценочные признаки изумрудоносности. — В кн.: Минералогия и петрография Урала. — Тр. СГИ, 1975, вып. 106, с. 102—107.

Шмакин Б. М. Мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты. Новосибирск, «Наука», 1976. 368 с.

Шубников А. В., Флинт Е. Е., Боккий Г. Б. Основы кристаллографии. М., Изд-во АН СССР, 1940. 486 с.

Щерба Г. Н. Грейзеновые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 378—443.

Эшкин В. Ю., Богданова Г. Н., Персиенен А. А. Термолюминесценция кварца и ее практическое значение. — В кн.: Физика минералов и проблемы типоморфизма. Матер. Всесоюз. конфер. 1975 г. Л., Изд-во ЛГИ, 1976, с. 16—30.

Эшкин В. Ю., Богданова Г. Н. О двух разновидностях первичного жильного кварца. — В кн.: Геология, поиски и разведка нерудных полезных ископаемых. Межвуз. сб. Вып. 4, Л., Изд-во ЛГИ, 1978, с. 16—30.

## МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ И КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ГЕНЕЗИСА

Анализ современного состояния разработки поисковых признаков и критериев оценки рудных образований приводит к заключению о широких возможностях в этом плане минералогических исследований, особенно тех, которые посвящены учению о типоморфизме минералов (Чухров, 1969; Гинзбург, Матиас, 1972; Лазаренко, Павлишин, 1977, и др.). Вместе с тем реализация упомянутых возможностей все еще остается ограниченной. Несомненные успехи использования минералогических индикаторов промышленного оруденения при поисках и разведке месторождений меди, олова, золота, молибдена и других металлов не снижают остроты вопроса о недостаточности обоснований прогнозных оценок оруденения, в первую очередь изменчивой минерализации гидротермального происхождения.

Причины такого положения довольно разнообразны. Хотя создание геолого-минералого-геохимических основ прогнозирования оруденения должно рассматриваться как единая многоплановая проблема, ее разработка ведется фрагментарно, при слабом развитии взаимосвязей между минералогическими и другими направлениями работ. Широкие обобщения опыта прогнозирования немногочисленны (Рундквист, Денисенко, 1971; Гинзбург, Матиас, 1972; Кузнецов и др., 1972). Отсутствуют целостные системы минералогических индикаторов рудной минерализации. Отбор их осуществляется в основном эмпирическим путем при сопоставлении особенностей минералов и их сообществ в металлоносных и «пустых» геологических образованиях. Этот путь, начавшийся еще на ранней стадии развития поисковых работ и не теряющий своего значения до настоящего времени, теперь становится явно недостаточным. Он приводит к накоплению многочисленных частных признаков, но не в состоянии объединить их в общую систему.

Сосредоточение внимания исследователей на частных признаках промышленно-ценной минерализации в большой мере отражает общую недооценку перспектив использования минералогических знаний в практике поисковых и разведочных работ. Не случайно, что среди групп критериев оценки месторождений долгое время назывались только магматические, литологические, геологоструктурные, тогда как минералогические просто не упоминались (Крейтер, 1940); не нашли они места и в геологическом словаре, изданном в СССР в 1973 г. В литературе последних лет выражение «минералогические критерии для поисков и оценки руд» стало встречаться довольно часто, однако легко убедиться, что при этом подразумеваются те же частные показатели оруденения, причем понятия «признаки» и «критерии» практически не разграничиваются, объединяясь в одно расплывчатое понятие. С этим положением, как и с общим игнорированием возможности разработки собственно минералогических критериев, нельзя примириться.

Считая необходимым более строгий подход к использованию рассматриваемых понятий, попытаемся дать их определения, опираясь на предложенные ранее В. М. Крейтером (1940) четкие формулировки смысла подбных терминов:

— минералогические признаки оруденения — это непосредственные показатели наличия ценных минералов, их постоянных спутников, продуктов их эндогенных и экзогенных преобразований (прямые признаки), а также сопутствующих оруденению новообразований в породах (косвенные признаки);

— минералогические критерии — это особенности минералов и минеральных ассоциаций, свидетельствующие о действии тех факторов, которые могли способствовать или препятствовать концентрации металлов в конкретных геологических условиях.

Признаки играют главную роль в стадии поисков (при изучении рудных свалов, отдельных обнажений, штуфов и шлифов), хотя не теряют своего значения и в другие стадии работ; критерии приобретают главное значение при разведке и разработке месторождений, поскольку для их установления и использования необходимо накопление представительных материалов, характеризующих оруденение оцениваемых площадей. Признаки трактуются однозначно — факт наличия рудной минерализации, критерии позволяют давать вероятностную оценку рудных образований.

Обычно удобно иметь в запасе «термин свободного пользования», применимый к разным категориям родственных понятий; его роль в нашем случае может играть выражение «минералогические показатели оруденения». Слова «индикатор» и «предпосылка» традиционно используются как синонимы терминов «признак» и «критерий».

Излагаемые ниже данные являются попыткой характеристики главным образом минералогических критериев оценки рудных образований и не столько их конкретных примеров, сколько путей их разработки. Для этих целей автор располагает опытом личных исследований, а также возможностями анализа литературных материалов, в большей части широко известных читателям, но недостаточно, как нам кажется, оцененных с позиции проблемы прогнозирования оруденения.

**Формационная принадлежность месторождений и условия глубинности их образования как критерий прогнозных оценок.** Несомненно, что детальная разработка вопросов как о минералогических, так и о других критериях возможна лишь на формационной основе, поскольку факторы концентрации металлов при образовании разнотипных месторождений были существенно различными. Вместе с тем могут быть намечены некоторые общие положения. Главное из них исходит из признания промышленной неравноценности месторождений одних и тех же металлов как представителей разных генетических классов и формационных групп (Смирнов, 1967; Рундквист, 1978; Кузнецов и др., 1972; Покалов, Орлов, 1977, и др.). Отсюда следует, что отнесение какого-либо месторождения к той или иной формации должно предполагать вероятностную оценку его перспектив. Аналогичную роль может играть определение минерального типа месторождений.

Реализация упомянутого, в общем очевидного, пути прогнозирования в настоящее время затруднена противоречивостью трактовки самого понятия «рудные формации», за критерии выделения которых принимаются весьма различные показатели состава руд или условий их образования. Не рассматривая существа этих противоречий, анализ которых выходит за рамки данной статьи, отметим лишь одно важное для наших целей положение. Формационные различия многих, если не всех, гидротермальных месторождений (во всяком случае те различия, которые представляют интерес для прогнозных оценок) возникали под влиянием так называемого фактора глубинности. В зависимости от него формировалась специфическая для разных глубин геологическая обстановка оруденения (например, вулканогенные пояса, тектоно-вулканические постройки на малых и зоны пластических деформаций в сланцевых толщах на больших глубинах и т. п.); это отвечает современным требованиям учета взаимосвязей геологических и рудных формаций. Вместе с тем убедительно доказаны различия разноглубинных рудных образований в отношении протяженности зон их развития на глубину, закономерностей распределения ценных металлов, состава, строения и общей неоднородности рудного вещества. Прогнозировать такие особенности — это значит создавать основу планирования и проведения разведочных и эксплуатационных работ в руд-

ных полях. Данное положение справедливо для месторождений золота (Петровская, 1970; Петровская и др., 1976), вольфрама (Щеглов, 1960) и многих других металлов.

Следует подчеркнуть, что важны не только эмпирически устанавливаемые различия месторождений, но и главным образом знание специфики условий рудообразования на разных глубинах. Так, высокая скорость нарастания напряжений, перепады давления, вызывающие вскипание растворов, а также изменчивость Eh и pH при дегазации гидротерм и их смешении с вадозовыми водами создавали обстановку для развития крайне неоднородных полей минерализации, формирования богатых рудных столбов, возникновения руд сложного состава и часто метаколлоидного строения. На средних глубинах параметры рудообразования менялись не столь стремительно и трещинные полости заполнялись различными кристаллизационными постройками, полосчатыми или кокардовыми, а во вмещающих породах появлялись широкие зоны вкрапленных руд. В условиях относительно больших глубин благодаря общей прогретости минерализуемых пород существовали термостатированные потоки гидротерм, активно взаимодействовавших с вмещающей средой, а медленно нарастающие и длительно действовавшие напряжения вызывали пластические деформации пород и некоторой части рудного вещества. Формировавшиеся в этих условиях месторождения характеризуются большой (до нескольких километров) протяженностью на глубину, меньшей дисперсией величин содержаний ценных компонентов руд, относительно простым составом последних.

По мере перехода от глубинных к малоглубинным зонам менялось влияние ряда факторов на состав кристаллизовавшихся минералов, в том числе промышленно-ценных, что также далеко не безразлично для суждений о перспективах рудных образований. Известно, что с приближением к палеоповерхности земли металлоносные растворы отлагали более низкопробное самородное золото, что сфалерит становился менее железистым, но обогащался кадмием, касситерит — индием (риолитовая формация оловянных месторождений, по С. Ф. Лугову, 1977) и т. п.

Причины таких изменений еще далеко не полностью раскрыты. На изоморфную емкость минералов и вхождение в их решетки определенных примесей, например Ag и Sb, могло влиять как закономерное повышение окислительного потенциала среды на малых и средних глубинах, так и динамика падения здесь температур и давлений, способствовавшая возникновению метастабильных твердых растворов, затем распадавшихся с образованием новых минеральных комплексов.

Детальное освещение затронутых вопросов остается задачей будущего, но уже сейчас можно утверждать, что критерии глубинности рудообразования должны одновременно рассматриваться как общие предпосылки суждений о промышленно-важных особенностях оруденения.

**Показатели ценности оруденения, базирующиеся на анализе дискретного его развития во времени.** Руды большинства месторождений гидротермального генезиса представляют собой совокупности разновременных минеральных ассоциаций,<sup>1</sup> возникавших в разные периоды (по С. С. Смирнову, в разные стадии рудных процессов). Независимо от трактовки природы стадий можно утверждать, что прерывистость рудообразования в существенной мере сказывалась на основных особенностях формировавшихся таким путем месторождений, их масштабах и богатстве руд ценными металлами. Главным представляется то, что максимальное накопление металлов происходило лишь в немногие собственно продуктивные стадии процессов. Это положение, известное из общей теории рудогенеза, подтверждено обширными материалами опробования участков рудных тел,

<sup>1</sup> Имеются в виду как парагенетические, так и «ортогенетические» (Петровская, 1973) ассоциации минералов, образованные в одну стадию рудного процесса.

сложенных разновременно образованными минеральными агрегатами в пределах месторождений золота, молибдена, олова и других металлов. Очевидно, что минеральные ассоциации продуктивных стадий могут служить прямыми признаками ценной минерализации. Подчеркивая важнейшее их значение, мы предложили выделять их в особую категорию «продуктивных минеральных ассоциаций» (Петровская, 1955). С выявлением таких ассоциаций для исследователей открываются большие возможности, чем при установлении отдельных минералов-индикаторов промышленных руд (конечно, не снижая значения таких индикаторов). К аналогичному выводу пришел также А. И. Гинзбург (1972), отметивший, что при использовании для оценки руд не одного минерала, а ассоциации из двух-трех минералов «надежность прогнозов резко возрастает». В публикациях последних лет подобные высказывания не единичны.

Сформулируем следующие общие выводы. *Развитие продуктивных минеральных ассоциаций в месторождениях, возникших в результате многостадийного гидротермального рудообразования, служит прямым доказательством (признаком) промышленной ценности руд; объемы участков их проявления и границы таких участков должны рассматриваться соответственно как объемы и границы рудных полей.* Последним положением определяется необходимость своего рода минералогического контроля результатов опробования, а также возможность опережать его на первых этапах прогнозных оценок оруденения.

Количество продуктивных ассоциаций в месторождениях обычно весьма ограниченное, редко более одной-двух. Состав их в рудах разных металлов далеко не одинаков. Особенности состава варьируют и в месторождениях одного металла, принадлежащих к разным рудным формациям. Так, в глубинных золоторудных месторождениях к ним относятся ранние ассоциации пирита и арсенопирита и поздние пирита, галенита, сфалерита или халькопирита и блеклых руд. В среднеглубинных образованиях в этих комплексах минералов заметно возрастает роль блеклых руд, в отдельных регионах — минералов висмута. Для продуктивных ассоциаций в малоглубинных месторождениях характерны широкие серии различных сульфосолей, сульфидов серебра, теллуридов. В медноколчеданных и свинцово-цинковых месторождениях аналогичную роль играют ассоциации халькопирита и пирита, халькопирита и пирротина (особенно в метаморфизованных рудах), халькопирита и сфалерита, галенита и сфалерита с различными примесями блеклых руд, самородного золота, кварца, карбонатов, барита (Петровская, Шадлун, 1972).

В рудах молибдена, по данным В. Т. Покалова (1977), в ранней продуктивной ассоциации кроме молибденита и кварца участвуют пирит, пирротин, вольфрамит, шеелит, а в поздней — кварц и халькопирит. В месторождениях вольфрама аналогичную роль играют сообщества кварца с мусковитом и ферберитом (иногда с турмалином, касситеритом и апатитом), а также кварца с сульфидами Fe, As, Cu, Pb и др., вольфрамитом и шеелитом; в малоглубинных месторождениях вольфрама появляются халцедон, минералы сурьмы и ртути (Апельцин, 1977). Свообразен состав рассматриваемых ассоциаций в рудах олова, ртути, сурьмы и других металлов.

Сопоставляя составы металлоносных ассоциаций, можно заметить, что некоторые их особенности являются «сквозными» для месторождений разных формационных групп. Это было замечено ранее в геохимически родственных формациях золоторудных, полиметаллических и медноколчеданных месторождений (Петровская, Шадлун, 1972).<sup>2</sup> Есть основания предполагать еще более широкое индикаторное значение ассоциаций таких минералов, как сульфидов и сульфосолей Cu, Zn, Pb, почти всюду сопровождающих поздние генерации промышленно-ценных минералов.

<sup>2</sup> Устойчивые ассоциации одних и те же минералов в разных типах месторождений отмечались также Д. В. Рундквистом и И. А. Неженским в 1975 г. при характеристике отдельных зон в рядах зональности оруденения.

Детали состава продуктивных ассоциаций, как и руд в целом, нередко отражают существенное влияние геохимической специфики рудных провинций. Так, в ряде районов Забайкалья они почти повсеместно (и в месторождениях разных металлов) «заражены» висмутом, в некоторых восточных районах СССР — оловом, в отдельных рудных провинциях Средней Азии — вольфрамом и т. д.

Изменчив не только состав, но и структурно-текстурные особенности металлоносных минеральных агрегатов, зависящие как от общих условий формирования месторождений (на разных глубинах при разном геолого-тектоническом режиме), так и от флуктуаций влияния таких условий в пределах рудных полей. Необходимо разумная осторожность в определении индикаторного значения таких признаков, как различная зернистость и неоднородность агрегатов, развитие гребенчатых, крустификационных и других построек, могущих возникать в одну и ту же стадию при разной степени открытости трещинных полостей и т. п. Этими показателями можно пользоваться лишь при получении уверенности в их специфичности для продуктивных ассоциаций минералов в пределах конкретных зон или районов. Упрощенный подход здесь может привести к неверной ориентировке разведочных работ.

Очевидно, что использованию продуктивных ассоциаций как показателей ценности рудных образований должен предшествовать тщательный анализ зависимости состава и строения металлоносных минеральных агрегатов от региональных и локальных условий рудообразования. Лишь при достаточно полной аналогии таких условий признаки, устанавливаемые для «эталонных» месторождений, могут использоваться при оценке других генетически родственных объектов.

Сложность рассматриваемого вопроса и встречающиеся в литературе сомнения в возможности объективных критериев выделения минеральных ассоциаций (Воронин, Еганов, 1972) заставляют остановиться на характеристике таких критериев. Первыми из них представляются простые и надежные текстурно-структурные показатели возрастных взаимоотношений продуктивных, допродуктивных и послепродуктивных минеральных сообществ.

Методы изучения подобных взаимоотношений широко известны, особенно по работам академика А. Г. Бетехтина и его последователей. Надо лишь отметить, что индикаторные текстуры пересечений одних минеральных обособлений другими или многократного брекчирования, так же как и «диагностические» структурные их признаки, нередко маскируются в процессах внутрирудных преобразований. Исследователю приходится проявлять особую чуткость к следам первичного строения руд, просвечивающим сквозь маску их вторичных текстурно-структурных особенностей.

Затруднения возникают и в случаях пространственной рассредоточенности разновременных минеральных выделений, особенно в зонах вкрапленных руд или в участках некоторой разобщенности минералов, входящих в одну ассоциацию. В подобных случаях на помощь приходит сравнительный анализ отношений минералов с окружающей средой или с другими минералами, положение которых в возрастном ряду ассоциаций более определенное.

Интереснейшая возможность решения данных вопросов открывается благодаря обнаружению в последние годы так называемых «микроассоциаций» минералов (Милева, 1964). Оказалось, что парагенетические связи минералов могут фиксироваться в комплексах их микровключений, сингенетичных минералу-хозяину, причем они нередко выявляются лишь на электронномикроскопическом уровне. Такие микроассоциации наравне с визуально наблюдаемыми должны служить целям прогнозных оценок зон минерализации, в том числе вкрапленной.

При отнесении минеральных сообществ к категории «продуктивных», конечно, нельзя игнорировать прямые показатели их металлоносности,

выявленные по результатам селективного опробования и специальных анализов штучных проб. Уместно подчеркнуть важность тщательного отбора таких проб, их достаточной представительности и целесообразности обработки их совокупностей с помощью математического аппарата.

Особое значение в связи с задачами практического использования характеризуемых показателей стадий рудообразования приобретает анализ типоморфных особенностей минералов. Установленные на «эталонных примерах» такие особенности уже успешно служат целям поисков и оценки рудных образований. Об этом свидетельствуют материалы двух московских совещаний, посвященных проблеме типоморфизма минералов (1969, 1971 гг.), а также многие публикации последнего десятилетия. Анализ накопленных данных содержится в ряде упоминавшихся выше работ А. И. Гинзбурга, Е. К. Лазаренко и других ученых, в которых подчеркивается индикаторное значение примесей в минералах и их количественных соотношений (например, величин  $\text{In} : \text{Nb}$ ,  $\text{Sb} : \text{Bi}$ ,  $\text{Ni} : \text{Co}$  и др.). Намечаются некоторые общие тенденции накопления ряда примесей в поздних металлоносных продуктах гидротермальной деятельности, например ртути, серебра, сурьмы, теллура, иногда висмута и элементов полиметаллической группы.

Выявляется специфика состава и физических свойств генераций кварца, участвующих в металлоносных минеральных агрегатах (Доломанова и др., 1972). Многочисленные данные характеризуют своеобразие состава многофазных включений в минералах продуктивных стадий рудообразования (Рожков, Андрусенко, 1972). Устанавливается индикаторное значение кристалломорфологии, например касситерита (Евзикова, 1972, и др.). По нашим данным, показателями продуктивных минеральных ассоциаций во вкрапленных медноколчеданных рудах могут служить «сгустковые» формы вкраплений при неоднородности их состава и строения.

В ряде случаев установлены отличия сульфидов, входящих в продуктивные ассоциации, от сульфидов других ассоциаций по изотопному составу серы и других элементов. Общих закономерностей в этом плане пока еще не выявлено, однако для некоторых рудных формаций, например медноколчеданных и полиметаллических сульфидных руд, они как будто намечаются.

Упомянув все эти данные, мы хотим лишь показать возможность достаточно уверенного распознавания продуктивных минеральных ассоциаций как главных показателей ценности руд. В дальнейшем должна быть поставлена задача полной и разносторонней их характеристики.

**Критерии оценки месторождений, связанные с установлением роли факторов концентрации металлов.** Агрегаты минералов — членов одних и тех же продуктивных ассоциаций, находясь в разных частях месторождений, обычно оказываются далеко не равноценными по своей металлоносности. Меняются также количественные соотношения их компонентов, некоторые из них могут местами отсутствовать. Учет подобной фациальной изменчивости не только уточняет, но и расширяет значение рассматриваемых ассоциаций как индикаторов оруденения, поскольку выяснение причин изменчивости позволяет прогнозировать расположение наиболее обогащенных металлами руд.

По существующим представлениям, концентрация металлов, т. е. образование их минералов, регулировалась изменениями термодинамических параметров рудных процессов. Это положение, широко используемое при генетических построениях, все еще недостаточно учитывается при разработке критериев оценки месторождений.

В данном аспекте признаки условий развития продуктивных стадий, не являясь прямыми индикаторами богатства руд, должны рассматриваться как критерии их вероятностной оценки.



Показатели температур образования минералов могут выполнять указанную роль лишь в той мере, в какой диапазоны температур были специфичными для продуктивных стадий рудных процессов. Так, при формировании руд золота эти диапазоны редко выходили за пределы 180—220° (Лазько и др., 1972; Петровская, 1973), руд молибдена — 300—370° и 370—430° (Покалов, 1977), вольфрама — 280—350° (Апельцин, 1977) и т. д. Конечно, подобные данные могут учитываться лишь при достаточно представительной их совокупности и только в комплексе с другими минералогическими и геологическими критериями. При таких условиях на помощь оценке рудопроявлений приходят методы минералотермометрии, успехи которых общепризнаны. В комплексы рассматриваемых показателей включаются минералы-геотермометры и типоморфные особенности минералов, непосредственно связанные с влиянием температур. Намечаются возможности использования в этом плане полиптипии некоторых слюд (Звягин и др., 1972; Мхитарян, 1972), кристалломорфологии минералов (Евзикова, 1972) и примесей в них. Здесь предстоят еще большие работы по определению общего значения устанавливаемых особенностей минералов, а также анализ возможного влияния на их особенности других факторов. До этого рекомендации широкого практического их использования были бы преждевременными.

Для целей оценки рудных полей, сформировавшихся при инверсии  $PT$ -условий, рассматриваемые критерии, естественно, теряют свое значение.

Известно, что концентрированное отложение рудных веществ зависело не только от общего режима температур и давления, но и от динамики изменения такого режима. Приуроченность массового осаждения рудных минералов к участкам и зонам резких перепадов давления заставляет обратить особое внимание на индикаторную роль признаков подобных явлений, например сочетание гетерогенных многофазных и чисто газовых включений в кварце. Не случайно, что такие признаки обычно обнаруживались в пределах рудных столбов. Их характеристики можно найти в литературе последних лет (Лазько и др., 1972; Рожков, Андрусенко, 1972, и др.). О высоком пересыщении растворов, возникавшем под действием указанных факторов, позволяют судить некоторые особенности морфологии кристаллов ряда минералов, например кальцита (Кігов е. а. 1969). Аналогичное значение имеют детали рельефа поверхности кристаллов, высота ступенек их роста и т. п. (исследования О. М. Анпелеса, Б. Хонигмана, И. Костова и др.); все же использование таких тонких особенностей в практике поисков и разведки едва ли может быть широким.

Простыми легко замечаемыми признаками быстрого пересыщения растворов являются текстуры метаколлоидных агрегатов, особенно характерные для малоглубинных месторождений. Однако не все они могут служить показателями богатства руд. Эту роль могут играть лишь текстуры тонкополосчатые, с фестончатыми изгибами слоев и неоднородным их составом; глобулярные и другие относительно сложные текстуры с признаками поликомпонентного состава гелей, загрязнения его реликтовым веществом пород, метастабильного состояния отложений при многократной перекристаллизации и диффузионной перегруппировке их веществ. Посредством подобных признаков в оценке месторождений используется знание общих закономерностей формирования метаколлоидных руд.

Быстрое изменение физико-химических условий, особенно Eh и pH растворов, в большинстве случаев приводило к возникновению структурно-текстурной пестроты рудных образований, характерной для относительно богатых участков месторождений Au, W, Mo и других металлов. Оно способствовало также развитию различных метастабильных минералов и их сообществ, склонных к последующим превращениям. В связи с этим становятся практически важными: структуры коррозии и замещения одних минералов другими, элементы сингенетической неоднородности в кристаллах и зернах минералов, включая промышленно-ценные (например,

зональность, пятнообразные сегрегации примесей в самородном золоте, касситерите и др.), распространенность в целом неравновесных минеральных ассоциаций, в том числе ортогенетических (Петровская, 1973). Совокупность этих и многих других показателей резко выраженного усиления неравновесности гидротермальных процессов в их продуктивные стадии может использоваться как критерий (так сказать, «многочисленный»), указывающий на вероятное богатство исследуемых участков месторождений. Подтверждением этого служат материалы минералогических описаний относительно богатых руд многих месторождений благородных и цветных металлов.

Материалы наших наблюдений (на золоторудных, полиметаллических и медноколчеданных месторождениях) показали, что в участках богатых руд продуктивные минеральные ассоциации объединяют представителей наибольшего количества минеральных видов. Таким образом, поставлен вопрос о критерии множественности компонентов оцениваемых образований.

Поскольку количество минералов в их парагенезисах зависит от количества инертных компонентов в минералообразующих средах, можно предположить, что в местах концентрированного осаждения соединений металлов это количество возрастало за счет заимствования реликтового вещества пород и ранее отложенных гидротермами минералов. При последовательном образовании минералов могли сказываться особенности электрохимических взаимодействий растворов с агрегатами минералов, обладающих разными электродными потенциалами, что применительно к отложению золота подтверждено экспериментами (Сахарова, Лобачева, 1967).

Напоминая эти данные, мы хотели бы подчеркнуть, что «критерий множественности» отражает роль существенных факторов рудогенеза. При его использовании необходимо учитывать минеральные компоненты ассоциаций, присутствующих в рудах не только в виде заметных выделений, но и в комплексах микровключений в минералах.

При разработке критериев оценки месторождений важнейшее значение приобретают закономерности фациальных изменений состава продуктивных ассоциаций с глубиной. Сложный их состав, особенно с участием сульфосолей, обычно указывает на принадлежность оцениваемых участков к вершинам рудных столбов; преобладание монотонных по строению агрегатов кварца в ассоциации с немногими простыми сульфидами — один из признаков приближения к «корневым» частям рудных зон.

Характерным образом с глубиной меняются концентрации примесей в минералах и их количественные соотношения, на что не раз указывал А. И. Гинзбург (1978 и др.). Накоплены обширные материалы, показывающие, что на разных горизонтах месторождений в самородном золоте меняются отношения  $Au : Ag$ , в галените —  $Sb : Bi$ , в пирите —  $Co : Ni$ , в касситерите —  $In : Nb$  и т. п. Пока еще господствует эмпирический путь выявления таких различий, но они уже используются как показатели эрозийного среза отдельных месторождений. Подобным путем рассматриваются признаки изменений стехиометрии и физических свойств сульфидов, в частности смена различных типов их проводимости (Красников и др., 1976). Некоторые выводы этого содержания, пожалуй, слишком прямолинейны и недооценивают множественность причин, породивших упомянутые различия минералов (влияние примесей в них, локальных изменений Eh среды и т. п.). Однако статистически обработанные большие материалы сравнительных характеристик состава и свойств рудных минералов на разных горизонтах месторождений, несомненно, заслуживают внимания.

К факторам, определявшим локальную изменчивость состава продуктивных ассоциаций, во многих случаях могут быть отнесены геохимические барьеры и «осаждающее» (каталитическое) действие вещества некоторых пород, а также части ранее отлагавшихся гидротермами минералов. В этих

условиях не только менялся общий состав руд, но происходила своеобразная дифференциация сообществ минералов продуктивных стадий процессов. У контактов «благоприятных» пород возникали фации таких сообществ, резко обогащенные ценными металлами, а по мере удаления от контактов они сменялись другими более бедными фациями, местами существенно кварцевого состава. Резкие изменения количественных соотношений минеральных компонентов продуктивных ассоциаций могут указывать на близость локальных рудных столбов.

Благоприятными для концентрации металлов часто оказываются и участки дезинтеграции вещества пород: на малых глубинах — места газовых взрывов и тектонических «ударов», на больших — зоны неоднородного расслоения сланцев и т. п. В сочетании с особенностями тектонических позиций подобных участков и зон как критерии их оценки могут использоваться унаследованные текстуры жильного выполнения — пятнистые и полосчатые скопления в нем реликтового вещества. Не случайно, что «грязные» пятнисто-серые агрегаты кварца уже давно привлекают внимание поисковиков и разведчиков как возможные показатели повышенных концентраций металла, в частности золота.

Признаками избирательного осаждения рудных минералов в рассматриваемых условиях могут служить ассоциации таких минералов с реликтовыми частицами рудовмещающих пород в жилах. Важно выявлять подобные ассоциации не только при общих наблюдениях над текстурами руд, но и при детальных исследованиях с использованием методов высокого разрешения (электронной микроскопии, локального микронзонда и др.). Иногда они обнаруживаются по наличию в рудных минералах пятнообразных скоплений примесей петрогенных элементов (например, в самородном золоте — алюминия, магния, кальция и др.).

В общем случае, чем шире развиты в рудных телах скопления реликтового вещества (при прочих равных условиях), тем больше возможностей концентрации в этих телах ценных металлов.

**Значение признаков эндогенных преобразований руд.** Рудные процессы, длительно развивавшиеся в изменчивых термодинамических условиях, которые способствовали возникновению неравновесных минеральных ассоциаций и метастабильных минеральных фаз, неизбежно сопровождались явлениями преобразования и перегруппировки минерального вещества. Такие явления не только сказывались на общем строении руд, но и влияли на распределение в них ценных компонентов. Нами это было показано на примере золоторудных месторождений (Петровская, 1970), но можно высказать уверенность в общем значении упомянутого выше положения.

Возникновению крупных скоплений рудных минералов (например, самородков золота, по нашим данным) обычно предшествовало развитие «опережающего» выщелачивания ранее отложенных минералов и реликтов пород в жилах. На многих примерах мы убедились, что признаки характеризующих явлений в виде разного размера полостей, инкрустированных щетками кристаллов поздних генераций кварца, карбоната, сульфидов, как правило, распространены в пределах богатых зон и рудных столбов. Это дает основание полагать, что они могут служить целям прогнозирования еще до получения результатов опробования руд.

Таким образом, в качестве критериев оценки выступают показатели закономерностей развития процессов не только отложения, но и преобразования минерального вещества. Действие этих процессов могло приводить к обогащению одних участков и обеднению других. Так, представления о выносе ценных металлов под действием восходящих потоков глубинного тепла и поздних растворов (базирующиеся на сопоставлении текстур выщелачивания и выполнения полостей в верхних и нижних частях рудных тел, сравнении состава в них минералов и т. п.) говорят о возможном обеднении руд с глубиной и возникновении новых элементов зональности

месторождений. В колчеданных месторождениях признаками внутрирудных преобразований служат развитие метакристаллов пирита, скопления переотложенного халькопирита, сегрегации кварца и т. п.; по ряду черт состава и строения они хорошо отличимы от исходных продуктов рудообразования.

Следует иметь в виду, что признаки выноса металлов из зон послерудного прогрева, например вблизи даек и пегматитовых тел, играют роль неблагоприятных показателей.

Эндогенные преобразования руд увеличивали неоднородности рудных тел и месторождений, усиливали контрастность различий богатых и бедных участков. Нередко их следствием являлось укрупнение выделений ценных минералов и усложнение форм их выделений. Эти новообразованные особенности руд важно учитывать при оценке месторождений.

**Закономерности размещения минеральных ассоциаций как критерии оценки месторождений.** Разработка критериев прогнозных оценок в рассматриваемом плане тесно связана с развитием представлений о сопряженности рудных процессов с тектонической жизнью минерализуемых зон. Выражением такой сопряженности служит установленная приуроченность крупных рудных месторождений к длительно живущим сквозным разломам земной коры (Фаворская и др., 1974).

Для возникновения крупных концентраций металлов благоприятными были условия сохранения или наследования (при повторных нарушениях) одних и тех же путей движения металлоносных растворов; в противном случае рудная минерализация рассредоточивалась в больших объемах пород и формировались бедные прожилково-вкрапленные руды.

Наследование зон временной проицаемости фиксируется полнотой наборов разновременных минеральных ассоциаций в рудных телах. Отсюда следует, что «критерий множественности» применим не только к оценке значения особенностей состава продуктивных ассоциаций, но и ко всей совокупности закономерных сообществ минералов в рудах. Особенно благоприятным показателем служит сонахождение в одних и тех же участках ранних и поздних продуктивных ассоциаций. Эта закономерность была замечена при изучении золоторудных месторождений (Петровская, 1955, 1973), но она справедлива также для месторождений других металлов, например молибдена (Покалов, Орлов, 1977).

В общем виде можно сформулировать следующее положение: *чем полнее представлены в оцениваемых участках наборы разновременных минеральных ассоциаций, свойственных данной рудной формации, тем вероятнее крупные масштабы оруденения в таких участках.*

Есть основания предполагать благоприятное значение показателей пространственной совмещенности участков развития минеральных ассоциаций, относящихся к разным рудным формациям (Петровская, Шадлун, 1972; Петровская, 1973). Такие показатели, свидетельствуя о высокой активности гидротермальной деятельности и условиях, способствовавших сосредоточению ее проявлений, могут рассматриваться как критерии прогнозирования относительно крупных рудных полей.

Закономерности размещения разновременных минеральных ассоциаций являются важнейшими элементами зональности месторождений и в большой мере определяют их промышленно-важные особенности. Этим вопросам посвящена серия публикаций Н. И. Бородаевского, А. И. Гинзбурга, И. Н. Кигая, Д. О. Онтоева, Д. В. Рундквиста, Д. А. Тимофеевского и других исследователей, что освобождает нас от необходимости их рассмотрения. Упомянем лишь тенденции сокращения в рудах количества разновременных сообществ минералов на флангах и глубоких горизонтах рудных полей, уже давно замеченные Д. А. Зенковым, признаки симметричного расположения зон, обнаруженные Д. В. Рундквистом и И. А. Неженским, и полицентрической зональности, отмеченной автором и Н. И. Бородаевским.

Эти и другие данные, характеризующие зональность рудных полей и месторождений, могут служить критериями оценки их отдельных участков. Значение их как показателей масштабов оруденения вырисовывается только в результате анализа специализированных минералогических карт и разрезов. Объектами картирования должны служить участки распространения выделяемых минеральных ассоциаций, в первую очередь продуктивных. При их оконтуривании, как мы уже не раз подчеркивали в своих работах, важно не ограничиваться методами геометризации, а учитывать роль факторов локализации оруденения, влияние которых было далеко не всегда однотипным в разные стадии рудных процессов.

Оконтуривание площадей распространения продуктивных ассоциаций позволяет определить естественные границы месторождений, а установление участков и зон интенсивного развития этих ассоциаций в сочетании с другими разновременными сообществами минералов выявляет внутреннее строение рудных полей. Анализ этих данных (количество, размеры участков и т. д.) должен входить как важная часть в обоснование общих прогнозных оценок месторождений и рудных полей. Очевидно, что минералогические карты одновременно являются и прогнозными. К их составлению целесообразно привлекать геологов, ведущих поисково-разведочные работы в пределах оцениваемых площадей, и полностью использовать материалы проводимого ими опробования рудных тел. Минералогические карты и планы опробования при этом будут служить целям «перекрестного контроля» и взаимно обогащаться новым содержанием.

**Заключение.** Основные выводы статьи можно сформулировать в виде следующих положений.

1. Накопленных эмпирических данных, характеризующих отличия металлоносных богатых, бедных и безрудных гидротермальных образований, на данном этапе уже недостаточно, поскольку они не могут обеспечить основу целостной системы минералогических показателей промышленной ценности руд. Такой основой должны служить комплексы признаков действия факторов, способствовавших в период формирования руд концентрации ценных металлов. Эти признаки рассматриваются как важнейшие составные части комплексов показателей промышленного оруденения наряду с прямыми индикаторами ценной минерализации.

2. Целесообразно четко разграничивать понятия «признаки» (индикаторы) и «минералогические критерии» (предпосылки) прогнозных оценок, что необходимо как для общего упорядочения соответствующей терминологии, так и для пересмотра представлений о группах критериев прогнозирования.

3. Детальная разработка комплексов минералогических признаков и критериев прогнозных оценок осуществляется на формационной основе. Вместе с тем встает задача установления общих принципов такой разработки, по крайней мере применительно к генетически родственным рудным образованиям. В связи с этой задачей особое значение приобретает корреляция минералогических, геохимических и геологических критериев оценки.

4. Для реализации возможностей применения минералогических показателей промышленной ценности месторождений и рудопроявлений необходимо широкое использование таких показателей геологами, ведущими поиски и разведку рудоносных участков. Существенную роль в этом может сыграть привлечение геологов к составлению минералогических прогнозных карт рудных полей.

#### Литература

Апельцин Ф. Р. Формации вольфрамовых месторождений. — В кн.: Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. М., «Недра», 1977, с. 251—285.

Ворониц Ю. Г., Еганов Э. А. Фации и формации. Парагенезисы. Новосибирск, «Наука», 1972, 115 с.

Гинзбург А. И., Матиас В. В. Использование типоморфизма минералов в поисковых целях. — В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. М., «Недра», 1972, с. 26—30.

Гинзбург А. И. Минералогические методы и критерии при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых. — ЗВМО, 1978, ч. 107, вып. 4, с. 385—397.

Доломанова Е. И., Гасоян М. С., Королев В. В., Рудницкая Е. С. Типоморфные особенности гидротермального жильного кварца. — В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. М., «Недра», 1972, с. 138—148.

Евзикова Н. Э. Практический аспект кристалломорфологии касситерита. — ЗВМО, 1972, ч. 101, вып. 2, с. 237—249.

Звягин Б. Б., Соболева С. В., Чухров Ф. В. Политипия минералов и определяющие ее факторы. — В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. М., «Недра», 1972, с. 67—72.

Красников В. И., Суматохин В. А., Фаворов В. А. Применение физико-химических параметров руд и полупроводниковых свойств минералов для прогнозной оценки месторождений золота, олова, вольфрама и других полезных ископаемых. — Тез. докл. к съезду ВМО. Л., «Наука», 1976, с. 83—86.

Крейтер В. М. Поиски и разведка полезных ископаемых. М.—Л., Гостеолтехиздат, 1940. 786 с.

Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. Формационный анализ рудных месторождений как основа научного прогнозирования. — Геол. и геофизика, 1972, № 5, с. 3—10.

Лазаренко Е. К., Павлишин В. И. Роль минералогических исследований в повышении эффективности геологоразведочных работ. — ЗВМО, 1977, ч. 106, вып. 1, с. 17—29.

Лугов С. Ф. Формации оловянных месторождений. — В кн.: Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. М., «Недра», 1977, с. 216—250.

Лазько Е. М., Дорошенко Л. И., Келтун Ю. В., Ляхов Ю. В., Мязь Н. И. О температурных и других химических условиях формирования постмагматических месторождений В. Забайкалья. — В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. М., «Наука», 1972, с. 15—24.

Милева Г. Характерные особенности и микропарагенезисы главных рудных минералов в комплексном месторождении Бабяк. — Годшишник науч.-иссл. и проект. ин-та (Болгария), 1964, вып. 3, с. 27—35.

Мхитарян Р. Г. Закономерности распределения политипных модификаций сериита в околорудных породах колчеданных месторождений Армении. — Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле, 1972, вып. 6, с. 10—12.

Петровская Н. В. Значение продуктивных минеральных ассоциаций для поисков и разведки золоторудных месторождений. — Разведка и охрана недр, 1955, № 2, с. 17—24.

Петровская Н. В. Интраминерализационное развитие деформации, перекристаллизации и переотложения минерального вещества при формировании золоторудных месторождений. — Тр. ЦНИГРИ, 1970, вып. 87, с. 118—142.

Петровская Н. В. Самородное золото (общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса). М., «Наука», 1973. 345 с.

Петровская Н. В., Шадлун Т. Н. О типоморфизме парагенетических минеральных ассоциаций некоторых рудных формаций. — В кн.: Типоморфизм минералов и его практич. значение. М., «Недра», 1972, с. 227—233.

Петровская Н. В., Сафонов Ю. Г., Шер С. Д. Формации золоторудных месторождений. — В кн.: Рудные формации эндогенных месторождений. М., «Наука», 1976, т. 2, с. 3—110.

Покалов В. Т. Молибденовая формация. — В кн.: Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. М., «Недра», 1977, с. 173—186.

Покалов В. Т., Орлов В. Г. Поисковые критерии и признаки прогнозной оценки месторождений молибдена. — В кн.: Принципы прогноза и оценки месторождений полезн. ископ. М., «Недра», 1977, с. 196—215.

Рожков И. С., Андрусенко Н. И. Проблемы исследования золоторудных месторождений по включениям в минералах. — В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. М., «Наука», 1972, с. 208—214.

Рундквист Д. В. О значении формационного анализа при прогнозных исследованиях. — В кн.: Критерии прогнозной оценки территорий по твердым полезным ископаемым. — Л., «Наука», 1978, с. 15—38.

Рундквист Д. В., Деписенко В. К. Основы научного прогноза месторождений твердых полезных ископаемых. — В кн.: Оловянно-вольфрамовые месторождения. Вып. II. М., изд. СЭВ, 1971.

Сахарова М. С., Лобачева И. К. Электрохимическое исследование процессов отложения золота на сульфидах. — Геол. рудн. месторожд., 1967, № 4, с. 46—55.

Смирнов В. И. О классификации магматогенных рудных месторождений. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1967, № 5, с. 28—35.

Фаворская М. А., Томсон И. Н., Баскина В. А., Волчанская И. К., Полякова О. П. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М., «Недра», 1974. 191 с.

Чухров Ф. В. Типоморфизм — важнейшая проблема современной минералогии. — В кн.: Типоморфизм минералов. М., «Наука», 1969, с. 3—14.

Щеглов А. Д. Генетические особенности ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений Забайкалья. — В кн.: Генетические проблемы руд. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 139—144.

Kirov G. K., Filozova L., Vesselinov I. Some specific features of crystallization of  $\text{CaCO}_3$  from water solution. — Acta Cryst., 1969, v. A-25, Pt. 3.

## ПРИНЦИПЫ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ ИНТЕНСИВНОСТИ ПРОЦЕССОВ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ ПРИ ПОИСКАХ, РАЗВЕДКЕ И ПЕРСПЕКТИВНОЙ ОЦЕНКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

При изучении процессов минералообразования, различающихся по форме и масштабам проявления, основное внимание уделяется геологическим, геохимическим, физико-химическим и онтогенетическим аспектам. В то же время оценке интенсивности минералообразования, особенно в количественном выражении, практически не уделяется должного внимания, хотя этот показатель может оказать существенную помощь при сопоставлении между собой рудных тел и месторождений и их прогнозной оценке уже на стадии мелкомасштабных поисковых работ.

Прежде всего необходимо уточнить содержание понятия «интенсивность минералообразования». Мерой интенсивности может служить либо количество минерального вещества, выделявшееся за единицу времени, либо общее количество вещества, образовавшееся за время действия конкретного процесса минералообразования. Отсутствие возможностей точного определения времени (продолжительности) природных процессов исключает возможность расчета скорости образования минералов. По этой причине рационально выражать интенсивность процесса количеством минерального вещества, присутствующего в определенном объеме геологического тела и образовавшегося в течение единого условного геологического времени (цикл, период, этап, стадия и т. д.). Подобный подход находит применение в разных целях. Например, скорость роста кристалла определяется шириной зон роста, образовавшихся за предполагаемо одинаковые промежутки времени.

Интенсивность осадконакопления выражается мощностью пород соответствующих стратиграфических подразделений. С. С. Смирнов предложил оценивать интенсивность оруденения средними размерами рудопроявлений или процентом промышленно интересных объектов из их общего числа в том или ином районе. Наконец, при использовании литохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых для оценки выявленных аномалий и рудопроявлений используются величины кларка концентраций, напряженности и энергии рудообразования (Квятковский, 1977). Подобные приемы оценки не могут использоваться для месторождений неметаллических полезных ископаемых, где полезным для промышленного использования является минерал, а не химический элемент.

Определение интенсивности минералообразования основывается на анализе различных форм проявления этого процесса. В зависимости от интенсивности минералообразования может меняться количество рудных тел и их объем, характер околорудных изменений вмещающих пород, содержание полезных и сопутствующих компонентов (минеральных и химических) в рудном теле, степень изменения первичных (дорудных) минералов и слагаемых ими агрегатов. При этом интенсивность может определяться для любой стадии или этапа минералообразования, более того, даже для отдельно взятого минерала. Для практических целей важно, чтобы любой расчет интенсивности минералообразования прямым или косвенным образом характеризовал процесс рудообразования.

Оценка рудоносности объектов путем определения интенсивности минералообразования в них дополнит приемы, используемые для подсчета прогнозных запасов (Количественное прогнозирование. . ., 1979), особенно для конкретных рудных тел.



Каковы же могут быть способы расчета интенсивности минералообразования в зависимости от различных вещественных результатов этого процесса?

**Количество и размеры рудных тел.** При концентрации полезного ископаемого в пределах жильных тел мерой интенсивности (см. таблицу) может служить количество жил или объем жильной массы на единицу объема (в м<sup>3</sup> или км<sup>3</sup> в зависимости от масштаба работ) потенциально рудоносного блока горных пород. В настоящее время эти показатели нашли практическое применение при подсчете запасов некоторых неметаллических полезных ископаемых, в частности пьезооптического кварца (Коробейников и др., 1974). Если поисковые работы ограничиваются только исследованиями на поверхности и не сопровождаются достаточным объемом буровых работ, мерой интенсивности служит количество жил или площадь их выходов на единицу площади рудопроявления.

В большинстве случаев промышленно-ценная минерализация развивается в жилах неравномерно, позже формирования самого жильного тела. По этой причине в пределах одного поля могут встречаться как жилы с высоким содержанием полезного ископаемого, так и практически пустые или лишь с признаками оруденения. Отсюда следует, что рассматриваемый показатель при наложенном оруденении в жилах является косвенным показателем интенсивности рудообразования и используется при поисках, проводимых при региональных геологосъемочных работах.

**Размеры зоны изменений.** Процессы минералообразования в жильных телах находят свое отражение в околожильных изменениях вмещающих пород, причем многостадийность жилообразования вызывает и многостадийность в формировании измененных пород. Поэтому оценку интенсивности необходимо проводить по типу изменений, синхронному с рудообразованием, учитывая при этом размеры ореола переработанных пород, изменения их минерального состава и основных породообразующих и рудных элементов.

Около хрустальных гнезд изменения сопутствуют формированию гнезд, более ранние или поздние изменения наблюдаются довольно редко и легко отличимы по минеральному составу. Рассмотрим на этом примере причины, определяющие ширину ореола изменений, и возможности использования ее для определения интенсивности процесса.

Среди плотных массивных пород ширина ореола изменений непропорциональна размерам гнезда и не превышает первых десятков сантиметров, хотя вдоль зон трещиноватости, где облегчено просачивание растворов, ширина зоны достигает 1—2 м. Высокая активная пористость пород создает условия для равномерного развития изменений, в 1.5—2 раза превышающих ширину гнезда по обе стороны от него. В наклонно залегающих сланцеватых породах ореолы изменений асимметричны и максимальных размеров достигают по восстанию сланцеватости. При наличии экранирования хрусталеобразующих растворов кварцевыми жилами зона изменений достигает значительных размеров по падению сланцеватости даже при небольших размерах гнезд или при их отсутствии, когда процесс хрусталеобразования проявляется лишь в регенерации блоков жильного кварца без образования сколько-нибудь заметных по размеру кристаллов.

Горные породы, окружающие хрустальные гнезда, могут быть сложены минералами, в различной степени устойчивыми по отношению к хрусталеобразующим растворам. При взаимодействии растворов с неустойчивыми минералами метасоматические преобразования пород начинаются сразу же от гнезда, достаточно быстро наступает равновесие раствор—порода, после чего наблюдаются лишь признаки перекристаллизации породообразующих минералов. Зона перекристаллизации порой не вклю-

чается в метасоматическую колонку, граница которой определяется появлением новообразованных минералов.

В породах, сложенных инертными минералами, зона изменений практически незаметна. При высокой пористости пород, обеспечивающей просачивание растворов на значительные расстояния, процессы изменений могут проявиться вдали от жил и там, где в породах появляются неустойчивые при процессах хрусталеобразования минералы.

Таким образом, ширина ореола измененных пород зависит в первую очередь от пористости и трещиноватости пород, а также от их минерального состава. Интенсивность минералообразования в зоне изменения определяется степенью замещения первичных (неустойчивых) минералов вторичными.

**Минеральный и химический состав рудных тел и околорудных измененных пород.** Оценка процессов минералообразования направлена главным образом на определение перспектив рудоносности отдельных жильных тел или жильных полей в целом. Прямое решение этой задачи возможно в том случае, если оценка интенсивности минералообразования будет проводиться по содержанию полезных минералов или химических элементов в рудном теле. К таким же прямым методам оценки может быть отнесен и рассмотренный ранее способ расчета интенсивности по количеству и размерам жильных тел, если жильная масса представляет собою полезное ископаемое (например, мономинеральные кварцевые жилы, являющиеся источником сырья для плавки кварцевого стекла).

Содержание полезных компонентов в рудном теле (минеральных и химических) определяется по правилам известных методов опробования. Понятно, что достоверность получаемых значений интенсивности минералообразования зависит от степени разведанности жильного тела и представительности опробования. На заключительных стадиях разведки месторождения, когда проводится подсчет запасов полезного ископаемого, необходимость в расчете интенсивности минералообразования отпадает, хотя его целесообразно проводить для установления корреляционных зависимостей между показателем интенсивности процесса рудообразования и содержанием полезного ископаемого. Установление таких зависимостей существенно повышает практическую значимость определения интенсивности минералообразования как на стадиях поисковых работ и предварительной разведки, так и на стадии детальной разведки, позволяет более объективно оценивать перспективы глубоких горизонтов и периферических частей рудных тел и месторождений. Оценка интенсивности процесса по рекомендуемым формулам (см. таблицу) с использованием данных изучения даже отдельных выходов рудных тел на поверхность или пересечений их одиночными открытыми горными выработками и буровыми скважинами позволяет осуществлять перспективную оценку выявленных рудных тел и объективно определять очередность их предварительной разведки.

Интенсивность минералообразования может рассчитываться по содержанию минералов, не только образующихся синхронно с рудными, но и количество которых прямо пропорционально содержанию рудного вещества.

На некоторых месторождениях основная часть золота в виде механической примеси концентрируется в арсенопирите или пирите. Определение интенсивности развития последних по существу характеризует интенсивность рудообразования.

При метасоматическом образовании рудных тел или околорудных измененных пород имеет место замещение одного или нескольких минералов соответственно одним или несколькими вторичными минералами. Процесс замещения часто сопровождается увеличением пористости пород, что должно учитываться при оценке интенсивности минералообразования наряду с содержанием первичных и вторичных минералов.

Способы расчета интенсивности минералообразования (K)

Оцениваемый масштаб процесса	Расчетный показатель	Расчетные формулы	Обозначения
Региональный (жильное поле, рудная зона и т. д.)	Количество и размеры рудных тел	По количеству жил $K = \frac{n}{S}, K = \frac{n}{V}$ По размерам (объем или площадь выходов на поверхности) жил $K = \frac{V_{\text{ж}}}{V}, K = \frac{S_{\text{ж}}}{S}$	$n$ — количество жил; $S$ — площадь участка; $V$ — объем геологического блока; $V_{\text{ж}}$ — объем жильной массы в блоке; $S_{\text{ж}}$ — площадь выходов жильных тел на площади участка
	Размеры зоны изменений	Так же, как по количеству и размерам жил	
пробы)		По количеству рудных минералов $K = \frac{V_{\text{рм}}}{V_{\text{ж}}}, K = \frac{P_{\text{рм}}}{P_{\text{ж}}}$	$V_{\text{рм}}$ — объем рудных минералов; $P_{\text{рм}}$ — масса рудных минералов; $P_{\text{ж}}$ — масса рудного тела (или пробы); $V_{\text{ж}}$ — объем рудного тела (или пробы)
	По количеству сингенетических минералов	Так же, как по количеству и размерам жил	
	По количеству вторичных (метасоматических) минералов	$K = \frac{\Sigma V_i + \Delta V_{\text{п}}}{\Sigma V_i + \Sigma V_{\text{н}} + \Delta V_{\text{п}}}$	$\Sigma V_i$ — суммарный объем вторичных минералов; $\Sigma V_{\text{н}}$ — суммарный объем неустойчивых минералов в измененной породе; $\Delta V_{\text{п}}$ — приращение пористости пород
	По количеству синрудной генерации минералов	$K = \frac{V_2}{V_1 + V_2}, K = \frac{P_2}{P_1 + P_2}$	$V_1 (P_1)$ — объем (или масса) минерала ранних (дорудных) или поздних (пострудных) генераций; $V_2 (P_2)$ — объем (или масса) минерала, образовавшегося синхронно с оруденением
	По степени метаморфизма минерала	$K = \frac{V_{\text{мет}}}{V_{\text{м}}}$	$V_{\text{м}}$ — общий объем минерала; $V_{\text{мет}}$ — объем метаморфизованной части минерала
Локальный (точечный — для отдельной	Минеральный и химический состав рудных тел и околорудных измененных пород	По приросту ( $\pm$ ) величины типоморфного свойства минерала $K = \frac{A_2 - A_1}{A_1} = \frac{\Delta A}{A_1}$ Например: $K = \frac{I_2 - I_1}{I_1} = \frac{\Delta I}{I_1},$ $K = \frac{S_2 - S_1}{S_1} = \frac{\Delta S}{S_1},$ $K = \frac{N_2}{N_1 + N_2}$	$A_1$ — величина типоморфного свойства первичного минерала; $A_2$ — то же, для измененного минерала; $I_1 (S_1)$ — интенсивность (светосумма) ИТЛ первичного минерала (у. е.); $I_2 (S_2)$ — интенсивность (светосумма) ИТЛ измененного минерала; $N_1$ — количество взрывов включений при температуре 350° С и выше; $N_2$ — количество взрывов включений при температуре до 350° С
	По изменению химического состава метасоматических горных пород и руд	$K = \frac{\Sigma N_{\text{пр}} + \Sigma N_{\text{выщ}}}{N}$ $K = \frac{\Sigma N_{\text{пр}} + \Sigma N_{\text{выщ}} + \Sigma N_{\text{пер}}}{N}$	$N$ — общее количество компонентов в первичной горной породе (атомн. кол. или вес. %); $\Sigma N_{\text{пр}}$ — суммарное количество привнесенных компонентов; $\Sigma N_{\text{выщ}}$ — суммарное количество выщелоченных компонентов; $\Sigma N_{\text{пер}}$ — суммарное количество компонентов, перешедших из одного минерального вида в другой
	По содержанию химического элемента	$K = C = \frac{Q}{P_{\text{ж}}} = \frac{Q}{V_{\text{ж}}}$ $K = K_{\text{к}} = \frac{C_{\text{р}}}{C_{\text{к}}}, K = E = K_{\text{к}} \ln K_{\text{к}},$ $K = \Sigma E_i = \Sigma \left[ \frac{1 - a_i}{a_i} \right] \left[ \frac{\lg K_{\text{к}}}{\lg C_{\text{р}}} \right]$	$Q$ — количество полезного компонента в пробе руды (жильной массы); $P_{\text{ж}}$ и $V_{\text{ж}}$ — см. выше; $C$ — содержание полезного компонента (в вес. %, г/т или г(кг)/м³) $K_{\text{к}}$ — кларк концентрации; $C_{\text{р}}$ — содержание элемента в руде; $C_{\text{к}}$ — содержание элемента во вмещающих породах; $E$ — энергия рудообразования (моноэлементного); $E_i$ — энергия образования полиэлементных руд; $a_i$ — удельный логарифмический кларк концентрации
	Морфология минеральных индивидов	$K = \frac{n_1 - n_2}{n_1}, K = \frac{D_2 - D_1}{D_1},$ $K = \frac{\frac{P_2^1 d^1 + \dots + P_2^i d^i}{\Sigma P_2} - \frac{P_1^1 d^1 + \dots + P_1^i d^i}{\Sigma P_1}}{\frac{P_1^1 d^1 + \dots + P_1^i d^i}{\Sigma P_1}}$	$n_1$ — количество индивидов в первичной породе; $n_2$ — то же, в измененной породе; $D_1$ — средние поперечные размеры индивидов в первичной породе; $D_2$ — то же, в измененной породе; $P_1^1 \dots P_1^i$ — масса фракций из неизмененных пород; $\Sigma P_1$ — сумма фракций; $d^1 \dots d^i$ — средний размер зерен каждой фракции; $P_2^1 \dots P_2^i$ — масса фракций из измененных пород; $\Sigma P_2$ — сумма фракций

Интенсивность минералообразования может быть рассчитана и в том случае, когда оруденению сопутствует лишь преобразование какого-либо минерала первичных пород (в том числе и жильной массы) или отложение новой генерации его. Если одновременные генерации минерала легко визуально различимы по форме индивидов, цвету и другим свойствам, расчет интенсивности процесса особых затруднений не вызывает (см. таблицу). Значительные сложности возникают при визуальной однородности генераций минерала, когда их различия заключаются в изменении некоторых свойств, устанавливаемых с помощью специальных лабораторных методов исследований. Сказанное можно рассмотреть на примере кварца — главного породообразующего и жильного минерала на многих месторождениях.

Выявление типоморфных признаков той генерации кварца, которая сопутствует оруденению, является основой для установления поисковых признаков на соответствующее полезное ископаемое, а приращение (или сокращение) количественных показателей этих признаков может служить основой для расчета интенсивности процесса минералообразования и в конечном итоге для прогнозной оценки выявленного рудного тела. Методы расчета интенсивности в первую очередь зависят от взаимоотношений кварца и оруденения.

Рудные минералы могут образовываться раньше или совместно с кварцем, но значительно чаще они развиваются в жильном кварце метасоматическим путем или заполняют секущие трещины. Такому типу оруденения обязательно предшествует дробление и сопутствующий ему метаморфизм кварца в виде структур пластических и хрупких деформаций. Естественно, степень деформированности кварца отражает, хотя и косвенным путем, возможную степень оруденения жильного тела. Появление как одиночных трещин, так и зон трещиноватости обеспечивает пути просачивания растворов в жильном кварце и возможности отложения в них рудного вещества. Пластические деформации в определенной мере отражают общую деформированность жилы, облегчают растворение кварца при метасоматическом разрастании рудных минералов. Наличие и распространенность хрупких деформаций было предложено использовать в качестве критерия оценки, в частности золотоносности жилы (Петровская, 1956). Количественный показатель интенсивности оруденения по степени деформированности кварца нуждается в специальном рассмотрении, так как предложение использовать для количественного выражения степени деформированности кварца угла изгиба кристаллической решетки (по углу волнистого погасания), как и угла разориентировки соседних блоков деформации, мало пригодно для жилы в целом. Эти показатели чрезвычайно изменчивы не только в разных частях жилы, но даже в соседних индивидах, имеющих различную кристаллографическую ориентировку по отношению к направлению деформирующих напряжений. Для получения объективной картины нужен обширный статистический материал по всему жильному телу, что практически неосуществимо на стадии поисков.

Заслуживает внимания использование в качестве показателя степени деформированности минералов соотношения их первичных (реликтовых) и метаморфизованных частей (Руденко и др., 1978). Однако этот показатель может отражать интенсивность также в случае установления прямой зависимости между степенью метаморфизма и оруденения жильного тела. Картина деформаций кварца может существенно изменяться в зависимости от взаимодействия с ним минералообразующих растворов. В одном случае последние являются лишь средой, обеспечивающей возможность регенерации кварца на стенках трещин с залечиванием их, что приводит к образованию более крупных газово-жидких включений по сравнению с окружающим жильным кварцем. В связи с этим на кривых декрепитации появляется низкотемпературный (до 350° C) максимум растрескива-

ния включений. Количество взрывов может использоваться для расчета интенсивности процесса рудообразования, синхронного с залечиванием трещин (см. таблицу).

В другом случае растворы активны по отношению к кварцу и, проникая в него по трещинам, вызывают не только их залечивание, но также перекристаллизацию метаморфизованного кварца вокруг них. За счет этого исчезают признаки деформации кварца, возрастает его монокристалличность. Такой кварц практически не отличим в шлифах и при визуальных наблюдениях от первичного слабометаморфизованного кварца, но обладает иными физическими параметрами. Изменения свойств кварца зависят в основном от состава структурных примесей, вызывающих появление в нем дефектных центров, вид и количество которых зависят от смены физико-химических условий минералообразования. В ходе перекристаллизации происходит увеличение доли вторичного кварца, одновременно с этим нарастает величина типоморфного для него физического параметра.

Наиболее показательны для кварца в качестве его типоморфных признаков параметры индуцированной термолюминесценции (ИТЛ), физическая природа которых рассмотрена ранее (Эшкин и др., 1976). Было предложено оценивать интенсивность процесса минералообразования путем сопоставления интенсивностей и светосуммы свечения первичного и вторичного кварца (см. таблицу). Подобный прием оценки интенсивности минералообразования применим и для породообразующего кварца. Так, около хрустальных гнезд наблюдается, с одной стороны, выщелачивание кремнезема и понижение таким путем общего содержания кварца в породе, а с другой — более крупные зерна породообразующего кварца подвергаются регенерации вплоть до образования правильно ограненных мелких кристалликов. В целом и здесь происходит увеличение доли вторичного кварца, хотя величина  $K$  около одинаковых по размеру хрустальных гнезд в два раза меньше породообразующего кварца по сравнению с жильным.

При оценке интенсивности процесса минералообразования по изменению физических параметров кварца могут использоваться данные ЭПР, ИК спектроскопии, значения термостимулированной проводимости и другие, позволяющие количественно определять долю вторичного кварца по отношению к первичному.

Рассмотренный на примере кварца способ оценки интенсивности процессов по изменению физических параметров может найти применение и для других породообразующих и жильных минералов.

Интенсивность минералообразования может определяться также по изменению содержания металлов или сопутствующих элементов в рудном теле. С этой целью могут использоваться предложенные для оценки литохимических аномалий и рудопроявлений кларки концентраций и энергия рудообразования (Квятковский, 1977). Расчет этих показателей (см. таблицу) должен производиться с учетом содержаний расчетных элементов в рудном теле и в окружающих горных породах.

Определенные трудности возникают при расчете интенсивности минералообразования по данным привноса—выноса компонентов. Это обусловлено тем, что при метасоматическом минералообразовании одни элементы выносятся, другие привносятся, третьи остаются в породе, но переходят из одного минерала в другой, наконец, четвертые не испытывают каких-либо перемещений и тем более их абсолютное содержание в породе остается неизменным. Полные количественные характеристики поведения элементов получить трудно, поэтому расчет интенсивности процесса по этим данным носит приближенный характер. В ряде случаев полезен расчет кларка концентрации, если практическое значение имеет определенный элемент или его поведение характеризует процесс минералообразования в целом.

**Морфология минеральных индивидов.** Как упоминалось выше, процессам рудообразования часто сопутствуют явления перекристаллизации индивидов и агрегатов. Иногда этот процесс является основным рудообразующим (керамические пегматиты), поэтому оценка его интенсивности имеет практическое значение. С этой целью может использоваться уменьшение количества индивидов, увеличение их размеров и степень идиоморфизма индивидов, а также приближение формы индивидов в зернистых агрегатах к равновесной с минимумом поверхностной энергии (Жабин, 1979).

К этим же явлениям можно отнести уже упоминавшуюся регенерацию зерен порообразующего кварца около хрустальных гнезд, а также наблюдающийся здесь же процесс разрастания кристаллов рутила, удлиненность которых возрастает по мере приближения к хрустальному гнезду.

Рассмотрев возможные методы расчета интенсивности минералообразования необходимо отметить следующее.

1. Основной принцип всех расчетов заключается в сопоставлении минерального и химического состава, структурно-текстурных и других особенностей первичных и преобразованных горных пород, жильных масс и отдельных минералов. Первичные, исходные показатели анализируемых процессов целесообразно определять для каждого конкретного месторождения, рудного тела или минерала. Для серии однотипных объектов могут использоваться и общие значения исходного параметра.

2. Для каждого вида полезного ископаемого, точнее для каждого генетического и формационного типов месторождений, должны быть определены свои оптимальные значения интенсивности минералообразования, рассчитанные разными способами и для месторождений разных масштабов.

3. Рациональный способ расчета интенсивности процессов определяется в зависимости от вида полезного ископаемого, особенностей его образования, охватывающих как собственно рудообразование, так и сопутствующие процессы. Существенное значение имеет техническая оснащенность исследователя и детальность проведенных поисковых и разведочных работ. Остановимся на этих вопросах подробнее.

Все способы расчета применимы к оценке проявлений металлических полезных ископаемых. Для неметаллических полезных ископаемых наиболее целесообразно для расчетов использовать количество, размеры и минеральный состав рудных тел.

На выбор метода расчета оказывают большое влияние условия образования рудного тела, месторождения. Так, рудные тела в одних случаях могут быть представлены жилами выполнения, в других — метасоматическими. Для первых показатель интенсивности минералообразования в первую очередь отражает количество и размеры жил, их минеральный и химический состав; для вторых один из основных показателей — степень замещения первичных минералов вторичными.

В некоторых редкометаллических пегматитах тантал и ниобий присутствуют не только в метасоматическом танталите—колумбите, но также в виде изоморфной примеси и более раннем мусковите. Интенсивность развития редкометаллической минерализации в этом случае не может оцениваться по содержанию этих элементов, а должна учитывать содержание танталита—колумбита в пегматите.

Уже приведенные примеры свидетельствуют о том, что определению интенсивности рудообразования должно предшествовать выявление прямых или косвенных признаков этого процесса, установление возможного генетического типа рудопроявления и выбор минеральных, химических или каких-либо иных индикаторов процесса.

4. Сопоставление интенсивности минералообразования с достаточной надежностью может производиться для разных проявлений однотипного

процесса при применении одинаковых методов расчета. Сравнение интенсивностей проявления разнородных процессов возможно при сходстве связанных с ними способов и особенностей минералообразования.

5. Предлагаемые способы расчета интенсивности минералообразования применимы в большинстве своем для точечных проб, локальных по своему характеру. Для определения интенсивности минералообразования в целом для жильного тела, для жильного поля или более крупного региона используется среднеарифметическое или средневзвешенное значение  $K$ , достоверность которого зависит от представительности опробования изучаемого объекта.

6. Величина интенсивности минералообразования в конкретных рудных телах позволяет более обоснованно высказывать суждение о их перспективах и на этой основе решать вопрос о перспективах рудопроявления в целом и очередности разведки выявленных тел. Естественно, что подобная оценка рудных тел может применяться на любой стадии поисковых и разведочных работ, хотя ее точность и достоверность зависят от детальности проведенных работ. Уже при мелкомасштабной региональной геологической съемке могут быть встречены выходы на поверхность жильных тел и зон измененных пород с признаками рудообразования. Интенсивность этого процесса, определенная даже по отдельным разрозненным обломкам пород и жильного кварца, позволяет уточнить рудоконтролирующие структуры и обоснованно наметить перспективные площади для постановки более детальных поисковых работ.

Стадия поисковых работ начинается с общих поисков, направленных на установление перспективных участков для детальных поисков путем выявления и оценки отдельных рудных тел. В этот период определение интенсивности минералообразования по отдельным пробам может существенно ускорить и повысить объективность перспективной оценки рудных тел. При изучении хрусталеносных месторождений было установлено, что величина  $K$ , определяемая по данным индуцированной термолюминесценции (см. таблицу), для жил лишь с признаками хрусталеобразования не превышает 100, а в крупных промышленных жилах превышает 500 (Богданова, 1975).

Использование открытых горных и буровых работ и переход к подстадии детальных поисков позволяет провести более представительное опробование тел, что дает возможность получения отчетливых представлений об особенностях рудообразования и на этой основе выбора и использования разнообразных способов расчета интенсивности процесса в разных частях рудного тела по его простиранию на поверхности и по падению. Особое значение оценка интенсивности рудообразования приобретает для слепых рудных тел, вскрываемых отдельными буровыми скважинами на глубоких горизонтах рудного поля.

При поисково-оценочных работах сопоставление размеров рудных тел с интенсивностью минералообразования в них позволяет определить прогнозные размеры выявленного рудопроявления (мощность, по Е. М. Квятковскому, 1977).

Предлагаемые приемы определения интенсивности минералообразования могут применяться также на стадии разведки рудопроявления для оперативной оценки рудоносности в разных его частях, особенно по периферии и на глубоких горизонтах.

Выбор способа расчета интенсивности минералообразования зависит от технической оснащенности организации, проводящей поисковые и разведочные работы. Обзор способов расчета показывает, что в одних случаях исходные данные могут быть получены путем визуальных наблюдений и простейших лабораторных исследований, в других — необходимы хорошо оснащенные современным физическим оборудованием лаборатории, которые доступны не всем организациям. Экономическая оценка получаемой информации должна рассматриваться в качестве одного из критериев выбора методики работ.

Не вызывает сомнений, что внедрение расчетов интенсивности минералообразования на разных стадиях поисковых и разведочных работ явится существенным фактором повышения эффективности геологоразведочного производства прежде всего за счет повышения информативности и на этой основе результативности исследований.

### Литература

Богданова Г. Н. Термолюминесценция кварца и ее применение при изучении гидротермально измененных пород около хрустальных гнезд. — В кн.: Новые исследования в геологии. Л., Изд-во ЛГИ, 1975, вып. 5, с. 15—23.

Жабин А. Г. Онтогенез минералов. Агрегаты. М., «Наука», 1979. 275 с.

Квятковский Е. М. Литохимические методы поисков эндогенных рудных месторождений. Л., «Недра», 1977. 189 с.

Количественное прогнозирование при региональных металлогенических исследованиях. Методические рекомендации. Гл. ред. Д. В. Рундквист. Л., Изд-во ВСЕГЕИ, 1979. 88 с.

Коробейников П. Г., Гудков А. С., Брезгунов Н. И., Ткачев Ю. А. Разведка и освоение гидротермальных месторождений горного хрусталя. М., «Недра», 1974. 264 с.

Петровская Н. В. Некоторые особенности внутрирудного метаморфизма золото-кварцевых образований на примере месторождений Енисейского кряжа. — Тр. НИГРИзолото, 1956, вып. 21.

Руденко С. А., Иванов М. А., Романов В. А. Метаморфизм минералов — важное явление в истории их формирования. — ЗВМО, 1978, ч. 107, вып. 6, с. 697—710.

Эшкин В. Ю., Богданова Г. Н., Персиенен А. А. Термолюминесценция кварца и ее практическое значение. — В кн.: Физика минералов и проблемы типоморфизма. Матер. Всесоюз. конфер. 1975 г. Л., Изд-во ЛГИ, 1976, с. 16—30.



## ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ТИПОМОРФНЫХ ПРИЗНАКОВ МИНЕРАЛОВ В КАЧЕСТВЕ ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНЫХ КРИТЕРИЕВ ПРОДУКТИВНОСТИ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Минералогические критерии для поисков гранитных пегматитов и особенно для прогнозной оценки их промышленных перспектив, основанные на типоморфных признаках минералов, имеют несомненное преимущество перед чисто геохимическими критериями, использующими уровень концентрации элементов-индикаторов в валовых пробах. Они являются более надежными («чистыми» и «контрастными»), хотя и более трудоемкими, и требующими высокой квалификации исполнителей.

Среди минералов с типоморфными признаками в практическом отношении наибольший интерес представляют пороодообразующие (полевые шпаты, слюды), поскольку их отбор для анализа в силу широкой распространенности не представляет больших трудностей.

Все поисково-оценочные минералогические критерии могут быть подразделены на две группы критериев: прямые и косвенные. К прямым критериям принадлежат такие типоморфные признаки химического состава минералов, когда рудный элемент и элемент-индикатор в минерале совпадают (например, критерий цезиевого оруденения — содержание цезия в лепидолите). К косвенным критериям относятся такие типоморфные признаки минералов, которые прямо не совпадают с рудными компонентами, но связаны с ними тесными корреляционными связями (прямыми или обратными) за счет одной общей причины изменения типоморфного признака и концентрации рудного компонента (например, основность и степень упорядоченности структуры плагиоклаза — критерий мусковитоносности пегматитов).

Теоретические предпосылки для применения «прямых» критериев известны давно (Ферсман, 1939; Гинзбург, 1954) и заключаются в следующем. Согласно законам распределения химических элементов, при равновесной кристаллизации (Nernst, 1891; Хлопин, 1938; Рябчиков, 1965) состав минерала определяется в первую очередь концентрацией химических элементов в системе, каковой в частном случае является пегматитовое тело или группа тел (узел, поле, жильная серия и т. д.). Поэтому содержание в минерале элемента-индикатора, являющегося рудным компонентом и, как правило, входящего изоморфно в кристаллическую решетку минерала, должно соответствовать общей концентрации этого элемента в системе и тем самым отражать ее геохимическую и рудную специализацию. В данном случае имеет значение не современная форма нахождения элемента-примеси (изоморфная или механическая примесь), а ее природа в момент кристаллизации минерала при повышенных  $P-T$  условиях. Поэтому при минералогическом опробовании не следует освобождаться от механических примесей типа структур распада. Они значительно облегчают такое опробование геологических объектов и главное дают более надежные результаты при интерпретации данных анализа.

Общие предпосылки для использования косвенных поисково-оценочных минералогических критериев пока еще слабо разработаны. По-видимому, в каждом конкретном случае они требуют особого обоснования, базирующегося на понимании сущности геологического процесса, который определяет значение того или иного признака минерала как типоморфного. Отсюда возникает особая роль генетической минералогии как дисциплины, способной генерировать и правильно использовать типоморфные признаки минералов как поисково-оценочные критерии. Для пегматитов все косвенные минералогические критерии являются в той или

иной мере показателями степени дифференциации пегматитового вещества, уровня накопления в системе летучих и редких рудных элементов, степени и характера развития постмагматических процессов. Именно эти процессы в пегматитах всех промышленных и формационных типов создают их «рудную» нагрузку и отличия продуктивных объектов от непродуктивных.

В настоящей статье рассматриваются типоморфные признаки минералов преимущественно слюдоносных и редкометалльных пегматитов.

**Типоморфные признаки минералов слюдоносных пегматитов.** Все минералогические критерии для оценки продуктивности слюдоносных пегматитов принадлежат к числу косвенных. Это связано с тем, что слюдоносные пегматиты не имеют ярко выраженной геохимической специализации (Салье, 1975; Салье, Глебовицкий, 1976; Слюдоносные пегматиты . . . , 1976), а их промышленная ценность заключается не столько в количестве мусковита, сколько в размерах его кристаллов и их качестве. Поэтому признаками продуктивности мусковитовых пегматитов по существу являются показатели степени их дифференциации и уровня концентрации летучих (главным образом воды), определяющей как возможность кристаллизации самого мусковита (Пономарева, Гордиенко, 1974), так и роста его крупных бездефектных кристаллов.

Вместе с тем закономерности эволюции вещественного состава пегматитов слюдоносной формации в своих главных чертах сходны с теми, которые свойственны редкометалльным пегматитам, резко специализированным на редкие щелочные металлы, бериллий, тантал, ниобий и олово. Поэтому среди типоморфных признаков минералов и здесь наиболее информативными являются уровни концентрации названных флюофильных химических элементов в породообразующих минералах — слюдах и полевых шпатах. В слюдоносных пегматитах как образованиях, максимально приближенных по составу и месту локализации к материнскому источнику (Соколов, 1970; Салье, 1975; Слюдоносные пегматиты . . . , 1976; Шмакин, 1976), особую роль типоморфных признаков минералов приобретает содержание химических элементов, имеющих повышенные энергетические характеристики и поэтому накапливающиеся в продуктах ранней кристаллизации (пирофильные элементы, например, барий по сравнению с калием, кальций — с натрием, магний и титан — с железом и т. п.).

Так, особую информативность бария в микроклине как индикатора продуктивности пегматитов на мусковит подчеркивают многие исследователи пегматитов Карелии (Арутюнов и др., 1971; Вохменцев и др., 1975). Естественно ожидать, что отношения этих двух групп элементов могут явиться наиболее контрастными типоморфными признаками продуктивности слюдоносных пегматитов. Детальное изучение их минералогии и геохимии в Северной Карелии (Слюдоносные пегматиты . . . , 1976) показало, что это действительно так.

Выделенные по структурно-текстурным признакам и минеральному составу четыре типа пегматитов, различающиеся и по степени слюдо-насыщения (Гродницкий, 1971), особенно четко отличаются между собой по следующим признакам: отношению  $Mg/Fe$  в мусковите,  $Ba/Li$  в мусковите и особенно в биотите,  $Ba/Rb$  и  $Ba/Cs$  в микроклине и мусковите (Слюдоносные пегматиты . . . , 1976, рис. 27, 34) и т. д. В целом, чем ниже значения этих отношений, тем выше степень мусковитовости пегматитов. Особо следует подчеркнуть, что конкретные значения этих признаков сильно варьируют даже в пределах одного тела в зависимости от времени кристаллизации минерала (генерации). Это необходимо строго учитывать при интерпретации аналитических данных, проводя сопоставления только минералов одной генерации. С другой стороны, численные значения отношений специфичны для отдельных жильных узлов. Это создает дополнительные трудности при разработке универсальных пале-

ток для оценки продуктивности слюдоносных пегматитов, но позволяет решать другие задачи, имеющие большое практическое значение для поисков, разведки и эксплуатации этих объектов. Одной из них является оценка уровня эрозионного среза жильных зон и их протяженности на глубину, так же как продуктивности всего геологического блока, заключающего тот или иной пегматитовый узел.

Исследования пегматитов Северной Карелии показали, что чем глубже уровень эрозионного среза геологического блока или отдельной жильной зоны (и соответственно чем ниже продуктивность на мусковит зоны или блока в целом), тем ниже в породообразующих минералах пегматитов концентрация редких щелочных металлов (как флюофильных элементов) и выше содержание малых щелочноземельных элементов (бария и стронция) как пирофильных элементов (Гордиенко, 1975, рис. 2; Слюдоносные пегматиты. . ., 1976, рис. 42).

Отношения флюофильных и пирофильных элементов в минералах можно использовать для решения такой задачи, как определение относительного гипсометрического уровня крутопадающих жил при редких подсечениях разведочными скважинами. Это особенно важно в связи с тем, что наиболее интенсивное развитие мусковита обычно наблюдается в нижней трети жил. Исследования показали, что для этой цели наиболее пригоден мусковит I (из кварцево-мусковитового агрегата), в котором Li/Ba, Li/Sc и Li/Mg отношения закономерно увеличиваются от придонных к головным частям пегматитовых жил (Слюдяные пегматиты. . ., 1976, рис. 29).

Важным признаком продуктивности слюдоносных пегматитов является структурное состояние минералов, в особенности плагиоклазов (Гордиенко и др., 1973; Сметанникова, Гордиенко, 1975). Хотя степень упорядоченности структуры минералов вообще зависит от многих, подчас противоречивых, факторов, в конечном итоге более высокая степень порядка структуры, с одной стороны, соответствует более идеальным условиям роста кристаллов, когда они становятся более крупными и менее дефектными, а с другой — интенсивности «наложенного метаморфизма», с которым связано образование мусковита в пегматитах и упорядочение структуры полевых шпатов в твердом состоянии (Никитин, 1955; Руденко, Иванов, 1976).

Отсюда становится понятным, почему сочетание структурного состояния плагиоклаза и его основности (признак степени фракционирования системы) оказалось наиболее эффективным критерием мусковитовости для пегматитов Северной Карелии. На этом принципе удалось разработать палетку (Слюдоносные пегматиты. . ., 1976, рис. 38), позволяющую на основании ограниченной информации о минеральном составе и структурно-текстурных признаках пегматитов судить о его типе и продуктивности на крупнокристаллический мусковит и высокосортное керамическое сырье. Можно надеяться, что она окажется пригодной и для пегматитов других районов, поскольку заложенные в ней генетические предпосылки являются универсальными. Структурное состояние калиевых полевых шпатов по сравнению с плагиоклазами, по-видимому, менее информативно в отношении продуктивности слюдоносных пегматитов, так как оно очень чувствительно не только к  $P-T$  условиям кристаллизации, но и к составу минерала (Афонина и др., 1978).

Вместе с тем для Мамской слюдоносной провинции структурное состояние калиевых полевых шпатов является очень чувствительным признаком «наложенных» процессов, с которыми связано образование мусковита, а следовательно, и продуктивность пегматитов на мусковит (Иванов, 1976; Руденко, Иванов, 1976). По-видимому, этот типоморфный признак заслуживает особого внимания и требует дальнейшей разработки.

Поисковые минералогические критерии слюдоносных пегматитов, базирующиеся на типоморфизме минералов вмещающих пород, выявлены

пока только для мусковитовых месторождений Северной Карелии (Слюдоносные пегматиты. . ., 1976). Однако, судя по геохимической характеристике *околожилльных ореолов пегматитов Мамского района (Шмакин, Макрыгина, 1969)*, и здесь они могут быть установлены при целенаправленных исследованиях. Согласно данным Б. В. Татарского (Слюдоносные пегматиты. . ., 1976, табл. 79), в качестве минералогических поисковых критериев слепых слюдоносных жил могут быть использованы типоморфные признаки плагиоклаза, граната и особенно биотита. Все они являются косвенными критериями развития околожилльных ореолов. Любопытно отметить, что прямой признак — мусковитизация вмещающих пород — не всегда является надежным, так как существуют зоны мусковитизации, совсем не связанные с пегматитовыми телами. Сопоставление в околожилльных ореолах вариаций состава минералов и состава пород показывает, что для тех и других характерен один и тот же набор элементов-индикаторов с той лишь разницей, что мощность околожилльных ореолов, фиксируемых по уровню концентрации индикаторных элементов в минералах, вдвое-четверо больше, чем по породе в целом. Особенно преимущество минералогических поисковых критериев над геохимическими сказывается в тех случаях, когда вмещающие пегматиты породы представлены толщей переслаивающихся гнейсов различного минерального состава.

Среди выявленных признаков наиболее надежным является уровень концентрации лития в биотите. По нему околожилльные ореолы, в особенности над «головами» пегматитовых тел, улавливаются на расстоянии до 30—60 м, тогда как геохимический ореол лития, фиксируемый по валовым пробам вмещающих пород, вдвое-втрое меньше.

Состав биотита в околожилльных ореолах может служить также признаком продуктивности жил на мусковит, так как установлено, что величины Rb/Cs и Li/Cs отношений имеют минимальные значения в околожилльных зонах наиболее дифференцированных пегматитовых тел с богатым слюдонасыщением.

В слюдоносной провинции Северной Карелии биотит выступает также в роли наиболее надежного минерала-индикатора крупных пегматитовых зон, связанных с наложенным метаморфизмом (Слюдоносные пегматиты. . ., 1976). Эти зоны выявляются как по уровням содержания в биотите малых элементов, вмещающих пегматиты пород — Li, Cs, Cr, Ni, V и Co, так и по дисперсиям их средних значений. При этом оказывается, что биотиты жильных зон отличаются от биотитов гнейсов, лишенных пегматитовых проявлений, большими содержаниями названных элементов и большими значениями коэффициентов их вариации (там же, рис. 13). Пока не ясно, являются ли эти критерии универсальными поисковыми признаками для пегматитовых зон в других слюдоносных провинциях, но опытная проверка их использования при поисках новых жильных узлов в Карелии дала весьма обнадеживающие результаты (устное сообщение М. Е. Салье).

**Типоморфные признаки минералов редкометалльных пегматитов.** Разработка минералогических поисково-оценочных критериев рудоносности редкометалльных пегматитов имеет многолетнюю, если не вековую историю. Однако первые наиболее удачные исследования в этом направлении связаны с работами А. Е. Ферсмана (1939) и его последователей (Гинзбург, 1954; Жедваб, 1958; Соседко, 1961). Задача о выявлении минералов-индикаторов для поисков руд редких металлов в пегматитах и ее частные решения были сформулированы А. И. Гинзбургом (1954). Эта работа вызвала большой резонанс в трудах многих исследователей пегматитов, что значительно продвинуло вперед решение проблемы (Гинзбург, 1978). К настоящему времени выявлен комплекс типоморфных признаков минералов, которые можно с успехом использовать в качестве поисково-оценочных критериев рудоносности пегматитов

Типоморфные признаки минералов редкометалльных пегматитов как поисково-оценочные критерии

Минерал	Прямые критерии			Косвенные критерии		
	признак	степень разработки критерия	возможность прогнозирования	признак	степень разработки критерия	возможность прогнозирования

Оценочные критерии

Калиевый полевоышпат	Содержание Cs, Rb (Li, K, Na)	3	Ф, П, Ж, У	Содержание Ba	3	Ф
				Структурное состояние	1	Ж, У
				Морфология	1	Ж, У
Плагиоклаз				Содержание Ca	3	Ф, П, Ж
				Содержание Ba, Sr	2	Ф, П, Ж
				Морфология	2	Ж, У
				Иризация	2	Ж, У
Кварц	Содержание Li (Rb, Cs)	1	Ж	Оптические свойства	3	Ф, П, Ж
				Морфология	1	Ж
Мусковит	Содержание Rb, Cs Содержание Be, Sn, Ta, Nb	3	Ф, П, Ж	Содержание F	1	Ф, П
				Окраска	1	Ф, П
Лепидолит	Содержание Cs (Li, Rb)	3	Ф, П, Ж	Окраска	1	Ж
				Морфология	1	Ж
Биотит	Содержание Li, Rb, Cs, Ba, Ta, Nb, Sn	1	Ф, П	Содержание F	1	Ф, П
Гранат	Содержание Ta, Nb	1	П, Ж	Содержание Mn (Mn, Fe)	3	Ф
				Содержание TR, Sc	1	Ф
				Морфология	1	Ж
Берилл	Содержание Li, Cs (Na) Физические константы ( $N_0$ , $N_2$ , $d$ , $a$ , $c$ )	2	П, Ж	Окраска	2	Ж
				Окраска	2	Ж
Турмалин	Содержание Li Содержание Ta, Nb	2	П, Ж	Окраска	2	П, Ж
				Содержание Mn, Mo, Fe, Ti, F	2	П, Ж

Поисковые критерии

Биотит	Содержание Li, Rb, Cs	3	П, Ж	Морфология	1	П, Ж
				Содержание F	2	П, Ж
Гольмквистит	Содержание Li	3	П, Ж	Окраска	2	П, Ж
				Морфология	2	П, Ж

Примечание. Степень разработки критерия в трехбалльной шкале: 1 — критерий наметен, но не разработан; 2 — разработан до качественного уровня, дает неоднозначное решение; 3 — разработан до количественного уровня. Возможность прогнозирования на уровне: пегматитовой формации (Ф), пегматитового поля (П), жилы (Ж), участка жилы (У).

(см. таблицу). Большая часть этих признаков принадлежит к прямым критериям, отражающим рудную и геохимическую специализацию пегматитов. Косвенные критерии, как и в случае слюдоносных пегматитов, представляют собой типоморфные признаки минералов, характеризующие в своем большинстве степень фракционирования пегматитового материала.

Накопленный к настоящему времени набор минералогических критериев может быть использован для прогнозирования редкометалльного оруденения в пегматитах на уровне пегматитовых провинций, пегматитовых полей, жильных серий, отдельных жил и их участков.

Среди критериев оценки продуктивности редкометалльных пегматитов первенство принадлежит химическому типоморфизму калиевого полевого шпата. На высокую информативность его состава впервые обратил внимание А. Ф. Соседко (1957, 1961), а последующие работы это полностью подтвердили (Шиманский, Учакин, 1963; Бугаец, 1970; Гордиенко, 1970, 1976; Петрова и др., 1974). Используя в качестве типоморфных признаков минерала одновременно несколько параметров (содержание К, Na, Cs, Rb и Ba), удалось построить систему палеток (рис. 1), позволяющих с большой достоверностью прогнозировать цезиевое оруденение в пегматитах и на основе ограниченной информации разделять формации пегматитов, безрудные тела отличать от тел, несущих редкометальное оруденение, идентифицировать пегматитовые жилы с различным характером минерализации, а также в пределах отдельных тел выделять участки с богатым цезиевым оруденением (Гордиенко, 1976). Особый методический интерес представляет палетка в координатах К/Cs—Na<sub>2</sub>O (рис. 1, А) как пример использования важного генетического признака — показателя температуры кристаллизации минерала (содержание натрия) в сочетании с показателем геохимической специализации системы (содержание цезия). При построении палеток использованы результаты анализа нескольких тысяч проб калиевых полевых шпатов из пегматитов всех наиболее важных пегматитоносных районов СССР (собственные данные) и зарубежных стран (литературные источники). Это позволяет надеяться, что палетки имеют универсальный характер, хотя границы выделенных на них полей могут быть несколько уточнены с увеличением объема аналитических данных. Каждая палетка позволяет решать свои задачи. Так, палетки в координатах К/Cs—Na<sub>2</sub>O (рис. 1, А) и К/Cs—К/Rb (рис. 1, В), дополняя и уточняя друг друга, дают возможность локального прогноза Cs оруденения в пегматитах. Палетка в координатах К/Cs—К/Ba (рис. 1, Б) для локального прогноза непригодна, но зато позволяет четко различать редкометальную, слюдоносную и редкометально-слюдоносную (керамическую) формации пегматитов, что весьма важно на начальном этапе изучения пегматитовых полей.

Другим типоморфным признаком калиевого полевого шпата, связанным с повышенным содержанием в минерале Rb и Cs, является упорядоченность его структуры (Гордиенко, Каменцев, 1967; Петрова и др., 1974). Его использование в качестве критерия цезиеносности пегматитов ограничено тем, что структурное состояние калиевых полевых шпатов далеко не однозначно связано с их составом (Афонина и др., 1978).

Плагиоклаз имеет ярко выраженные типоморфные признаки, которые могут использоваться для прогнозирования редкометального оруденения в пегматитах. К ним в первую очередь относится содержание в минерале кальция (основность плагиоклаза), бария и стронция (Гордиенко, и др., 1978). Все они принадлежат к числу косвенных критериев и являются показателем степени дифференциации и фракционирования пегматитообразующей среды. Пегматиты, несущие редкометальное оруденение, отличаются пониженной основностью плагиоклаза (ниже 5—6% аноргитовой составляющей) и содержанием Ba и Sr, соответственно ниже 70 и 40 г/т. Тела без редкометальной минерализации, в особенности принадлежащие к слюдоносной и слюдоносно-редкометальной формациям, отличаются более высокой основностью плагиоклаза (от № 10 и выше) и содержанием Ba и Sr более 100 г/т. Особое значение приобретает основность плагиоклаза как признак, используемый непосредственно при проведении полевых работ. Для этой цели полевой отряд должен быть оснащен лишь портативным поляризационным микроскопом, рефрактометром и небольшим набором иммерсионных жидкостей. Основность плагиоклаза, определяемая скоростным иммерсионным методом (Татарский, 1956), позволяет не только различать рудоносные и безрудные пегматиты, но и устанавливать по этому признаку пространственную

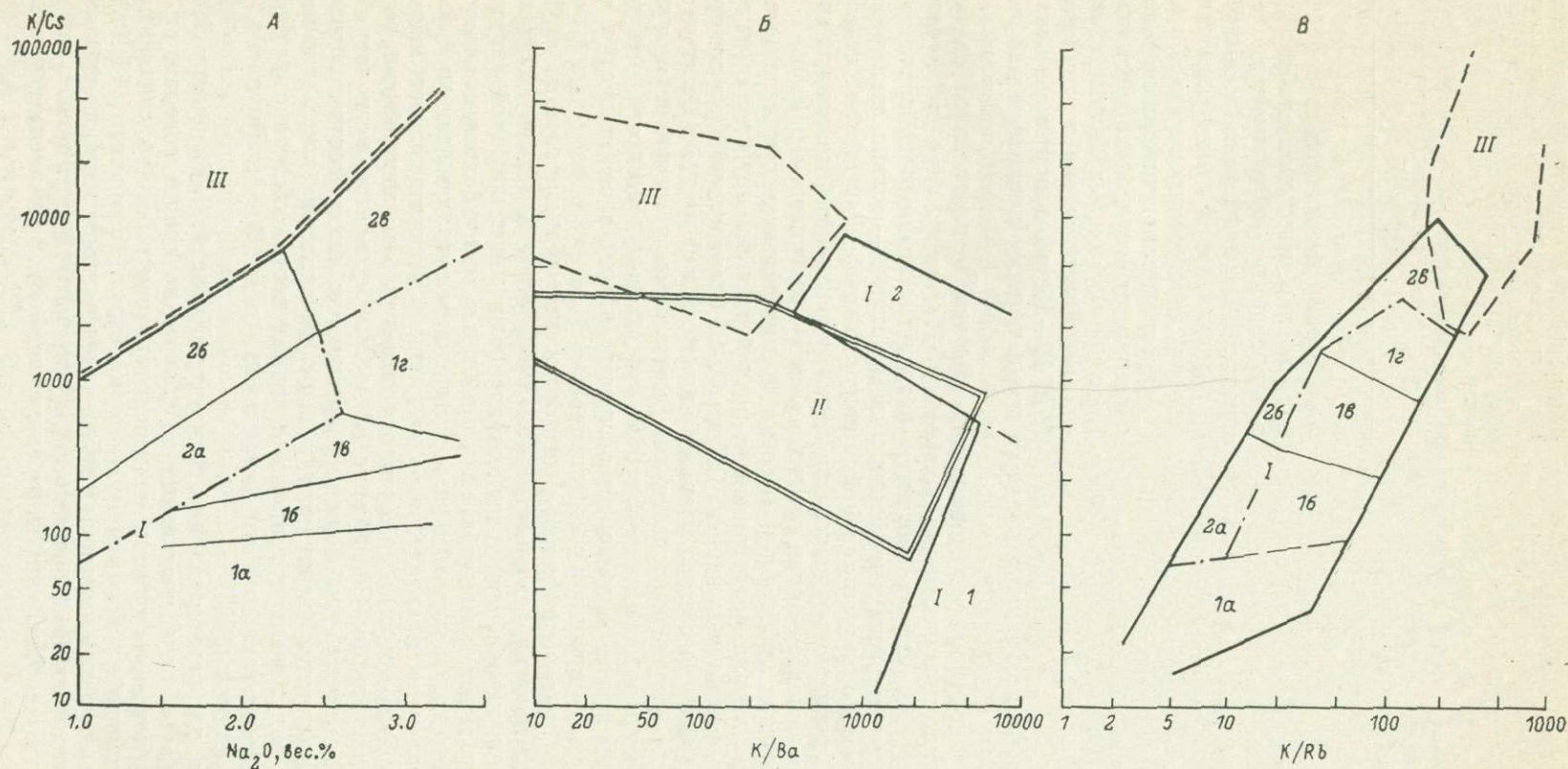


Рис. 1. Палетки для прогнозной оценки продуктивности пегматитов на редкометальное оруденение по составу калиевого полевого шпата. Составлена по аналитическим данным для пегматитов докембрия.

Формации пегматитов: I — редкометальная; II — редкометально-слюдонасная (керамическая); III — слюдонасная. Пегматитовые поля с комплексной Cs-Ta-Li-Be минерализацией (1). Пегматитовые жилы: а — с богатым Cs оруденением, б — с бедной Cs минерализацией, в — с Ta-Li-Be минерализацией и фланги поллуцитоносных жил, г — безрудные. Пегматитовые поля с Li-Ta-Be минерализацией (2). Пегматитовые жилы: а — с Li-Ta-Be оруденением, б — с Ta-Be минерализацией, в — безрудные.

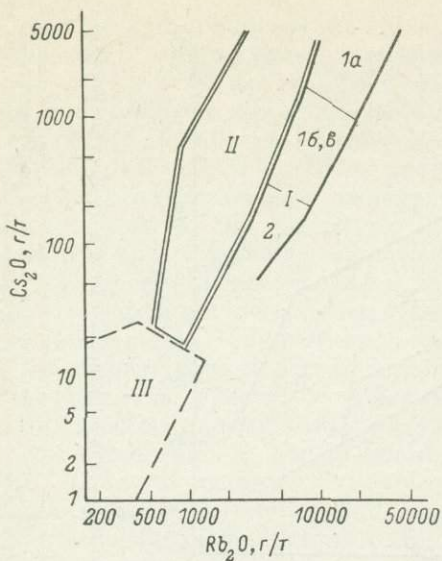


Рис. 2. Диаграмма для прогнозирования продуктивности пегматитов на редкие элементы по составу мусковита. Составлена с использованием материалов Б. М. Шмакина (1976) и дополнениями И. А. Жуковой.

Условные обозначения см. на рис. 1.

зональность пегматитовых полей — направление, в котором слабодифференцированные безрудные тела сменяются полнодифференцированными с редкометальной минерализацией («вектор фракционирования»).

Об основности плагиоклаза можно косвенно судить по его иризации. Поскольку у кислых плагиоклазов она возникает только в диапазоне №№ 10—18, то присутствие в жиле

иризирующего плагиоклаза является отрицательным признаком для редкометального оруденения.

Давно подмечено, что морфология выделений плагиоклаза связана с характером минерализации пегматитов. Изометрические таблитчатые зерна минерала более свойственны безрудным пегматитам, а пластинчатые, особенно изогнутые формы (клевеландит), — только жилам или участкам жил с редкометальной минерализацией. Разумеется, все эти косвенные признаки рудоносности пегматитов требуют дополнительной проверки с использованием других прямых критериев.

Типоморфизм кварца с точки зрения возможности использования его для оценки продуктивности редкометального оруденения пегматитов пока очень слабо изучен. Работа О. Б. Ставрова (1961), в которой намечены различия состава кварца рудоносных и безрудных пегматитов, не получила дальнейшего развития. Вместе с тем представляется очень заманчивой разработка на этой основе критериев рудоносности, особенно если учесть широкую распространенность кварца в пегматитах и его устойчивость к процессам выветривания.

Большие возможности для прогнозирования редкометального оруденения в пегматитах открывает типоморфизм слюд и в первую очередь мусковита как наиболее распространенного минерала этой группы в редкометальных пегматитах. Мусковит имеет большую изоморфную емкость как к тяжелым редким щелочным металлам, так и к ряду других элементов, практически не входящих в решетки полевых шпатов (F, Li, Be, Ta, Nb и Sn). Это делает его универсальным индикатором рудоносности пегматитов. Содержание Rb и Cs в мусковите позволяет безошибочно отличать три формации пегматитов: слюдоносную, редкометально-слюдоносную (керамическую) и редкометальную (рис. 2), но мало пригодно для локального прогноза рудоносности собственно редкометальных пегматитов, на что указывали ранее А. А. Шиманский и Ю. М. Учакин (1963).

Правда, для редкометальных пегматитов Урала А. С. Таланцеву (1976) удалось разработать прогнозные диаграммы на основе содержания Cs и Rb в мусковите в сочетании с оценкой температуры его кристаллизации по плагиоклазо-мусковитовому геотермометру (Таланцев, 1971). Они являются еще одним примером удачного введения генетического принципа в прогнозирование и позволяют различать пегматитовые тела с различным характером редкометального оруденения, но, к сожалению, не явля-



ются универсальными. По-видимому, для локального прогноза более перспективно использование уровня концентрации в мусковите Sn, Be, Nb и Ta (Одикадзе, 1958; Мануйлова и др., 1966; Бугаец, 1970; Гордиенко, 1970; Гордиенко, Леонова, 1975; Таланцев, 1976; Шмакин, 1976). Чутко реагируя на геохимическую специализацию пегматитовой системы на постмагматическом этапе ее развития, состав мусковита является прямым критерием для оценки содержания выше названных элементов в пегматитовых телах. Такой прогноз особенно важен, если учесть, что образование большинства минералов-концентраторов редких элементов связано именно с постмагматическими процессами грейзенизации и альбитизации, распределяются они в пегматитовых телах крайне неравномерно и к тому же образуют очень мелкую вкрапленность.

Из-за недостатка аналитических данных, в особенности по содержанию Sn, Ta и Nb в мусковитах, удалось разработать пока только одну прогнозную диаграмму — палетку на основе содержания Be в минерале и температуры его кристаллизации (Таланцев, 1976, рис. 1, з). Возможность ее применения, видимо, ограничена только редкометальными пегматитами Урала, так как наши данные по докембрийским пегматитам нескольких районов СССР плохо укладываются в эту диаграмму. Вместе с тем они дают возможность различать по содержанию в мусковите все три пегматитовые формации: слюдоносную, редкометально-слюдоносную и редкометальную, а в пределах формации — безрудные пегматитовые тела от жил с аксессуарной и промышленной минерализацией. Так, в пегматитах редкометально-слюдоносной формации выделяются жилы с аксессуарной Be минерализацией (содержание в мусковите Be  $> 7$  г/т) и аксессуарной оловянно-бериллиевой минерализацией (содержание в мусковите Be 8—40 г/т, Sn  $> 40$  г/т). В пегматитах редкометальной формации жилы с практически интересной касситеритовой минерализацией (содержание в мусковите Be 25—70 г/т, Sn  $> 500$  г/т) четко отличаются от жил с аксессуарной оловянно-бериллиевой минерализацией (Be 20—50 г/т, Sn 250—500 г/т в мусковите). Аналогично в пегматитах с практически интересным танталовым оруденением мусковит содержит не менее 60 г/т Ta и 150 г/т Nb, тогда как в мусковитах безрудных жил концентрация этих элементов заметно ниже.

Следует отметить информативность такого типоморфного признака, как окраска минерала. Для пегматитов с редкометальной минерализацией характерен мусковит с золотисто-зеленоватой окраской, тогда как в безрудных преобладает мусковит красновато-бурого цвета.

Среди других слюд редкометальных пегматитов наибольший интерес представляет лепидолит. Содержание в нем цезия является прямым критерием цезиевого оруденения (Гинзбург, 1954; Гордиенко, 1973), однако широкое использование этого признака ограничено малой распространенностью минерала.

Вероятно, очень информативным минералом может оказаться биотит (Мануйлова и др., 1966; Ляхович, 1973), состав которого удастся использовать в качестве прямого критерия редкометального оруденения, но он еще очень слабо изучен, видимо, из-за малой распространенности в пегматитах редкометальной формации.

Среди других минералов, типоморфные признаки которых можно использовать для прогнозирования редкометального оруденения в пегматитах, следует выделить турмалин, гранат и берилл.

Турмалин благодаря широкой изменчивости своего состава и физических свойств издавна известен как минерал-индикатор редкометального оруденения в пегматитах (Ферсман, 1940; Гинзбург, 1954). Как типоморфный признак используется обычно окраска турмалина, однако косвенный характер этого критерия (содержание и соотношение в минерале элементов-хромофоров Fe, Ti, Mn и их валентных форм) ограничивает его применение. До сих пор количественные связи между со-

ставом турмалина, особенно в отношении редких элементов, и характером минерализации пегматитов слабо изучены. Имеются лишь единичные исследования в этом направлении (Гинзбург, 1954; Матиас, Карманова, 1963), которые показывают их большую перспективность для выявления танталоносности и цезиеносности пегматитов.

Состав граната особенно благоприятен для выяснения формационного типа пегматитов (Соколов, 1970; Салье, 1975; Салье, Глебовицкий, 1976). Вероятно, уровень концентрации в гранатах тантала и ниобия (Гордиенко, 1970) можно использовать и для прогнозирования танталового оруденения, однако этот вопрос детально не разработан.

Берилл — наиболее распространенный из аксессуарных минералов пегматитов. Он может представлять известный интерес как индикатор редкометальной минерализации благодаря большой изоморфной емкости к Li и Cs. Типоморфным свойствам берилла посвящена обширная литература (Гинзбург, 1955; Соседко, 1957; Заседателев, 1970, и др.), но наиболее полно на полуколичественной основе этот вопрос рассмотрен П. Черным (Černý, 1975). На примере берилла хорошо видно, что, несмотря на ярко выраженные типоморфные признаки, возможность их использования для прогнозирования редкометального оруденения в пегматитах довольно ограничена редкостью самого минерала. Это еще в большей мере относится к другим аксессуарным минералам пегматитов. Представляется, что их изучение даже по искусственным шлихам из больших проб менее перспективно по сравнению с изучением более распространенных минералов, особенно на ранних стадиях поисков и разведки пегматитов, когда больше всего интересуют прогнозные данные. По этой причине типоморфизм аксессуарных минералов мы и не рассматриваем здесь.

Поисковые минералогические критерии редкометальных пегматитов разработаны не столь детально, как оценочные. Наиболее важными в этом отношении представляются типоморфные признаки биотита и амфибола.

Характерной особенностью экзоконтактных ореолов пегматитов вообще и, в частности, редкометальных является их небольшая мощность (первые метры), что затрудняет поиски слепых пегматитовых тел по первичным ореолам околожильных изменений. Наряду с этим редкометальные пегматитовые поля сопровождаются мощными и протяженными зонами селективно-калиевых редкощелочнометалльных метасоматитов (Гинзбург, и др., 1972; Гордиенко, и др., 1975; Хвостова и др., 1978), в которых главную роль минерала-концентратора Cs и Rb, а отчасти и Li, играет биотит. Другим минералом-концентратором Li является щелочной ромбический амфибол — гольмквистит, который имеет характерную игольчатую или волокнистую форму, а главное, голубовато-фиолетовый оттенок, хорошо заметный в штуфах и шлифах. Это делает гольмквистит прекрасным минералом-индикатором Li-Cs метасоматитов и околожильных ореолов редкометальных пегматитов (Гинзбург, Гинзбург, 1950). Цезий- и литийсодержащий биотит не имеет ярко выраженных диагностических свойств, что весьма затрудняет его обнаружение. Пожалуй, единственным признаком биотита, обогащенного редкими щелочными элементами, является более крупный размер его пластин по сравнению с первичным биотитом и иная их ориентировка. Именно такие разновидности биотита в первую очередь должны подвергаться изучению при поисковых работах на редкометальные пегматиты. Согласно имеющимся данным по пегматитовым полям нескольких районов СССР (Гордиенко и др., 1975; Хвостова и др., 1978) и более многочисленным сведениям о составе биотита из различных петрографических разновидностей пород (Ляхович, 1972; Белолипецкий и др., 1975; Слюдоносные пегматиты. . ., 1976, и др.), фоновый уровень концентрации редких щелочных металлов в минерале сланцев и гнейсов не превышает по  $\text{Li}_2\text{O}$  500—600,  $\text{Rb}_2\text{O}$  500—700 и  $\text{Cs}_2\text{O}$

40—60 г/т. Содержание этих элементов, особенно цезия, в биотите метасоматитов в несколько раз выше.

В связи с этим биотометрия пород на редкие щелочные элементы может быть рекомендована как метод поисков редкометалльных пегматитов и метасоматитов. Детально этот метод пока еще не разработан, но, несомненно, имеет очень большие перспективы.

При поисковых работах на редкометалльные пегматиты особую роль приобретает установление пространственной зональности пегматитовых полей (Солодов, 1971; Поля редкометалльных гранитных пегматитов. . ., 1976), которую можно выразить на картах в виде «вектора фракционирования». В направлении этого вектора растет интенсивность редкометалльной минерализации отдельных пегматитовых тел и в целом возрастает вероятность обнаружения наиболее продуктивных объектов на редкие элементы. Вектор зональности пегматитового поля, особенно на ранних этапах поисковых работ, по структурно-текстурным признакам и минеральному составу отдельных пегматитовых тел (Солодов, 1971) устанавливается с большим трудом. Для решения этой задачи с успехом могут быть использованы минералогические критерии продуктивности пегматитов на редкие элементы, рассмотренные выше. Тем самым оценочные минералогические критерии приобретают и роль поисковых.

Рассмотренный выше комплекс минералогических поисково-оценочных критериев продуктивности слюдоносных и редкометалльных пегматитов прошел опытную проверку в ряде пегматитоносных районов СССР и показал его высокую эффективность. Так, в Чушино-Лоухском районе (Северная Карелия) специально с целью проверки был сделан прогноз слюдоносности для 7 пегматитовых тел по редкой сети скважин. Для 6 жил получены однозначные выводы, которые впоследствии полностью подтвердились при вскрытии жил горными выработками и их эксплуатации. Для одного тела по минералогическим критериям не было получено однозначного решения. Таким образом, прогноз оправдал себя в 85% случаев. В соответствии с прогнозом была установлена цезиеносность нескольких пегматитовых тел Северо-Запада, ранее считавшихся безрудными.

Целесообразность применения минералогических критериев продуктивности пегматитов особенно велика в относительно слабо изученных пегматитовых районах при поисковых работах. Это подтвердилось исследованиями Кодаро-Удоканского района в зоне трассы БАМ, где в течение трех полевых сезонов двумя отрядами НИИЗК ЛГУ численностью в 5 человек каждый удалось провести обследование девяти пегматитовых полей на общей площади более 20 тыс. км<sup>2</sup> и дать обоснованный прогноз их рудоносности (Гордиенко и др., 1979).

**Заключение.** Несмотря на многочисленность и разнообразие минералогических критериев продуктивности пегматитов, рассмотренных выше, их разработка далека от завершения и совершенства. Многие из них носят еще чисто качественный характер и не пригодны для однозначных решений. Автору представляется, что дальнейшее развитие методов прогнозирования продуктивности пегматитов по минералогическим критериям должно идти по пути наглядно-графического многомерного анализа типоморфных признаков минералов, поддающихся количественному выражению.

Следует еще раз подчеркнуть, что использование типоморфизма минералов в прикладных целях при поисках и разведке пегматитов без должного учета генетических особенностей минералов (принадлежности к определенной морфологической разновидности или генерации) не только не дает большого эффекта, но может дискредитировать сам метод. Поэтому при разработке соответствующих диаграмм это обстоятельство необходимо непременно учитывать и пытаться ввести в них дополнительную генетическую информацию. Эта информация, зафиксированная в типоморфных признаках минералов, является одной из тех причин,

которая делает минералогические критерии более эффективными, чем геохимические.

Внедрение минералогических критериев в практику геологопоисковых работ, в особенности на редкометальные пегматиты, должно заметно широко применяющееся сейчас геохимическое сколовое опробование минералогическим опробованием пегматитов, дающим более правильную информацию о геохимической специализации объекта, чем случайные валовые пробы. При разведочных работах отбор обычных проб и их анализ должны сопровождаться отбором и анализом мономинеральных фракций минералов-индикаторов, которые в ряде случаев могут откорректировать результаты анализа валовых проб.

Без преувеличения можно сказать, что минералогические критерии продуктивности пегматитов достигли уровня практического применения. Однако их широкое использование тормозится главной причиной — общей недооценкой возможностей минералогических методов. Отсюда боязнь кажущихся дополнительными затрат на проведение минералогических работ при поисках и разведке, слабое оснащение организаций необходимой аппаратурой для минералогических исследований, а также иногда низкий уровень теоретической и методической подготовки геологов-практиков в области минералогии.

В заключение хочу выразить признательность коллегам по изучению минералогии и геохимии гранитных пегматитов: И. А. Жуковой, В. Г. Кривовичеву, В. А. Леоновой, Н. А. Пономаревой, П. Б. Соколову, Б. В. Татарскому, принимавшим активное участие в сборе и обработке использованных в статье материалов и их полезном обсуждении.

## Литература

А р у т ю н о в Г. М., Н а л и в к и н А. Б., Х о л о д о к Н. И. Барий в микроклине пегматитов как возможный индикатор пегматитов различных свит и разной слюдонасыщенности. — В кн.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Л., «Наука», 1971, с. 20—23.

А ф о н н а Г. Г., М а к а г о н В. М., Ш м а к и н Б. М. Барий- и рубидий-содержащие калиевые полевые шпаты. Новосибирск, «Наука», 1978. 112 с.

Б е л о л и п е ц к и й А. П., Б о л о т о в В. И., И л ь и н Ю. И. Биотиты метаморфических пород раннепротерозойского комплекса Колмозеро—Воронья. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 10. Л., «Наука», 1974, с. 86—94.

Б о р о в и к - Р о м а н о в а Т. Ф., С о с е д к о А. Ф. Содержание редких щелочей в минералах из пегматитовых жил Кольского полуострова по спектральным анализам. — Геохимия, 1957, № 5, с. 368—379.

Б у г а е ц А. Н. Статистические методы при поисках и оценке пегматитов по геохимическим данным. М., «Недра», 1970. 128 с.

В о х м е н ц е в А. Я., Н а л и в к и н А. Б., Х о л о д о к Н. И., О с т р о у м о в М. Н. О полевых шпатах в пегматитах как индикаторах мусковитоносности. — ЗВМО, 1975, вып. 1.

Г и н з б у р г А. И. О минералах — геохимических индикаторах и их значении при поисках редких металлов в пегматитах. — ДАН СССР, № 2, 1954, т. 98, с. 233—235.

Г и н з б у р г А. И. К вопросу о химическом составе берилла. — Тр. Минер. музея АН СССР, 1955, вып. 7, с. 56—69.

Г и н з б у р г А. И. Минералогические методы и критерии при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых. — ЗВМО, 1978, вып. 4, с. 385—397.

Г и н з б у р г А. И., Г и н з б у р г И. В. О гольмквистите. — ДАН СССР, 1950, т. 74, № 6, с. 1119—1122.

Г и н з б у р г А. И., Л у г о в с к о й Г. П., Р я б е н к о В. Е. Цезиевые слюдиты — новый тип оруденения. — Разведка и охрана недр, 1972, № 8, с. 3—7.

Г о р д и е н к о В. А., Л е о н о в а В. А. Тантал и ниобий в мусковитах из гранитных пегматитов Карело-Кольского региона. — В кн.: Минералогия и геохимия. Л., Изд-во ЛГУ, 1975, с. 98—105.

Г о р д и е н к о В. В. Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. Л., «Недра», 1970а. 238 с.

Г о р д и е н к о В. В. Концентрация Li, Rb, и Cs в калиевом полевом шпате и мусковите как критерий прогнозной оценки редкометального оруденения гранитных пегматитов. — ЗВМО, 1970б, ч. 99, вып. 2, с. 155—164.

Гордиенко В. В. Цезий в лепидолите редкометалльных пегматитов как показатель их цезиенности. — ДАН СССР, 1973, т. 223, № 5, с. 193—196.

Гордиенко В. В. Геохимия процессов пегматитообразования и мусковитообразования. — В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л., «Наука», 1975, с. 107—117.

Гордиенко В. В. Диаграммы для прогнозной оценки редкометалльного оруденения в гранитных пегматитах по вариациям состава калиевых полевых шпатов. — ДАН СССР, 1976, т. 228, № 2, с. 442—444.

Гордиенко В. В., Жукова И. А., Ильина Л. П., Галибин В. А., Прудников Е., Д. Цыбина Н. В. Геохимия бария и стронция в редкометалльных гранитных пегматитах. — В кн.: Вопросы геохимии и типоморфизм минералов. Вып. 2. М., 1978, с. 13—26.

Гордиенко В. В., Жукова И. А., Кривовичев В. Г., Соколов П. Б. Пегматиты Кодаро-Удоданского района трассы БАМ и их промышленные перспективы. — В кн.: Геология, петрология и полезные ископаемые Западной Сибири. Томск, 1979, с. 49—54.

Гордиенко В. В., Каменцев И. Е. Влияние крупных катионов рубидия и цезия на процесс упорядочения структуры калиевого полевого шпата. — В кн.: Минералогия и геохимия. Вып. 2. Л., Изд-во ЛГУ, 1968, с. 41—56.

Гордиенко В. В., Соседко Т. А., Пономарева Н. И., Сметаникова О. Г. Рентгеноструктурная характеристика кислых плагноклазов гранитных пегматитов. — Рентгенография минерального сырья. 1973, № 9, с. 109—118.

Гордиенко В. В., Сырицо Л. Ф., Кривовичев В. Г. Новый тип редкометалльных апоабазитовых метасоматитов и закономерности распределения в них Cs, Li и Rb. — ДАН СССР, 1957, т. 224, № 1, с. 198—200.

Гродницкий Л. Л. Структурно-минералогическая классификация пегматитов Северной Карелии. — В кн.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Л., «Наука», 1971, с. 3—11.

Жедваб Ж. Изучение элементов-примесей в минералах пегматитов. — В кн.: Пегматиты Центральной Африки. М., ИЛ, 1958, с. 111—258.

Заседателев А. М. Особенности аксессуарных бериллов из различных пегматитовых жил. — Минер. сб. Львовск. ун-та, 1970, № 24, вып. 2, с. 163—175.

Иванов М. А. Исследование Al-Si упорядоченности полевых шпатов пегматитов в связи с изучением условий их образования (на примере Мамско-Чуйской провинции). — В кн.: Физика минералов и проблемы типоморфизма. Л., Изд-во ЛГИ, 1976, с. 75—83.

Ляхович В. В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитов. М., «Недра», 1972. 200 с.

Мануйлова Н. М., Петров Л. Л., Рыбакова М. М., Соколов Ю. М., Шакин Б. М. Закономерности распределения щелочных элементов и бериллия в минералах пегматитов Северо-Байкальского пегматитового пояса. — Геохимия, 1966, № 4, с. 410—422.

Матас В. В., Карманова И. Г. О содержании тантала и ниобия в турмалинах из гранитных пегматитов. — Минеральное сырье, 1963, вып. 8, с. 78—81.

Никитин В. Д. К теории генезиса пегматитов. — Зап. ЛГИ, 1955, т. 30, вып. 2, с. 38—45.

Одикадзе Г. Л. О нахождении ниобия и тантала в мусковитах из пегматитов Дзиринского кристаллического массива. — Геохимия, 1958, № 4, с. 432—436.

Петрова М. Г., Каупинен И. И., Глебов М. П., Пажина Е. А., Небольсин А. А. Типохимические и структурные особенности калиевых полевых шпатов как критерий цезиенности редкометалльных пегматитов. — Изв. вузов. Геол. и развед., 1974, № 9, с. 177—178.

Поля редкометалльных гранитных пегматитов. Ред. Л. Н. Овчинников, М. В. Кузьменко. М., «Наука», 1976. 332 с.

Пономарева Н. И., Гордиенко В. В. О физико-химических условиях образования мусковита в слюдоносных пегматитах Северной Карелии. — Геол. рудн. месторожд., 1974, № 1, с. 28—33.

Руденко С. А., Иванов М. А. Метаморфизм породообразующих минералов салыческой группы и вопросы типоморфизма. — В кн.: Физика минералов и проблемы типоморфизма. Л., Изд-во ЛГИ, 1976, с. 4—15.

Рябчиков И. Д. Термодинамический анализ поведения малых элементов при кристаллизации силикатных расплавов. М., «Наука», 1965. 120 с.

Салье М. Е. Металлогенические формации пегматитов восточной части Балтийского щита. — В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л., «Наука», 1975, с. 15—36.

Салье М. Е., Глебовицкий В. А. Металлогеническая специализация пегматитов восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1976. 188 с.

Слюдоносные пегматиты Северной Карелии. Ред. В. В. Гордиенко, В. А. Леонова. Л., «Недра», 1976. 367 с.

Сметаникова О. Г., Гордиенко В. В. Состав и структурное состояние кислых плагноклазов как показатели мусковитовости пегматитов. — В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л., «Наука», 1975, с. 141—145.

Соколов Ю. М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. Л., «Наука», 1970. 187 с.

Солодов Н. А. Научные основы перспективной оценки редкометалльных пегматитов. М., 1971. 292 с.

Соседко А. Ф. Материалы по минералогии и геохимии гранитных пегматитов. М., Госгеолтехиздат, 1961. 154 с.

Соседко Т. А. Изменение структуры и свойств в бериллах с повышенным содержанием щелочей. — ЗВМО, 1957, ч. 86, вып. 4. с. 495—499.

Ставров О. Д. К вопросу о содержании редких элементов в кварце. — Геохимия, 1961, № 6, с. 508—513.

Таланцев А. С. Плагиоклаз-мусковитовый геологический термометр. — ДАН СССР, 1971, т. 196, № 5, с. 1193—1195.

Таланцев А. С. Прогнозная оценка гранитных пегматитов по мономинеральным пробам микроклина и мусковита. — Тр. Ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР, 1976, вып. 130, с. 127—134.

Татарский В. Б. Определение помера плагиоклаза иммерсионным методом. — ЗВМО, 1956, ч. 85, вып. 2, с. 204—208.

Ферсман А. Е. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1939. 446 с.

Хвостова В. А., Полетаев И. А., Липатов В. Н. Петрография, минералогия и геохимия метасоматитов, связанных с редкометалльными пегматитами. М., «Наука», 1978. 156 с.

Хлопин В. Г. Распределение электролита между твердой кристаллической и жидкой фазами. — Тр. Радиевого ин-та АН СССР, 1938, т. IV, с. 34—83.

Шиманский А. А., Учакин Ю. М. Геохимическая индикация редкометалльных пегматитов. — Изв. вузов. Сер. геол. и разв., 1963, № 8, с. 63—68.

Шмакин Б. М., Макрыгина В. А. Геохимические особенности мусковитовых пегматитов и их контактовых ореолов (Мамско-Витимская провинция). М., «Наука», 1969. 279 с.

Шмакин Б. М. Мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты. Новосибирск, «Наука», 1976. 368 с.

Černý P. Alkali variation in pegmatitic beryl and their petrogenetic implication. — N. Ib. Miner. Abh., 1975, v. 2, N 2, p. 1908—1912.

Nernst W. Verteilung eines Stoffes Zwischen Zroei Losundsmitteln und Dampf. — Z. phis. Chem. 1891, Bd 8, N 1, p. 48—62.

## РАЦИОНАЛЬНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ КРИТЕРИЕВ ПРИ ОЦЕНКЕ РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВОВ

В последнее время при оценке рудоносности гранитоидных массивов минералогические методы и критерии все чаще уступают петро- и геохимическим, кажущимся более экспрессными, менее трудоемкими, более информативными и надежными. Так, отражая подобную точку зрения, Э. П. Изох подчеркнул, что для решения этих задач «... минералогические признаки гранитоидов имеют лишь подчиненное значение» (Изох, 1978, с. 27). Представляется, что в большинстве случаев причиной таких пессимистических выводов служат детальнейшие исследования, выполненные на высоком минералогическом уровне, но методически совершенно неправильно построенные и плохо увязанные с решением последовательной цепи геологических задач. И следует, безусловно, согласиться с А. И. Гинзбургом, подчеркнувшим, «что широко и правильно поставленные минералогические исследования могут оказать существенное влияние на повышение эффективности поисковых и оценочных работ» (Гинзбург, Иовчева, 1979, с. 33).

Рассмотрим последовательность применения и рациональный комплекс минералогических критериев, которые могут быть использованы при оценке редкометальной рудоносности гранитоидных массивов.

К редкометаллоносным гранитовым формациям относятся лейкогранито-аляскитовая, субщелочнолейкогранитовая (фтор-литиевогранитовая) и щелочногранитовая (Бескин, Марин, 1972, 1973; Марин, 1976). Характерными представителями аляскитовой формации являются балкашинский, орлиногорский, дальненский комплексы Северного Казахстана, акчатауский Прибалхашья, монастырский Калбы, чаткальский Тянь-Шаня, кукульбейский Забайкалья, омсукчанский Северо-Востока СССР, граниты «модотинского типа» Монголии, «рудногорские граниты» Рудных гор, граниты «Барбанза» и «Кальдос» Испании, граниты «Нгелл» и «Рейнфильд-Гона» Нигерии и т. д. Субщелочнолейкогранитовая формация представлена западномайкульским комплексом Бет-Пак-Далы, гатчинским Западного Узбекистана, амазонитовыми гранитами Забайкалья, Тянь-Шаня, Саян, литий-фтористыми гранитами Базардары (Памир), гранитами «шарахадийского типа» Монголии, «внутренними гранитами» Альтенберга-Крупки-Садисдорфа (Рудные горы), «аляскитами» Лост-Ривер (Аляска), «лейкогранитами» штоков Монтбруа и Эшасьер (Франция), «поздними литионитовыми гранитами» Корнуолла, альбитовыми гранитами у Красного моря (Египет) и др. К типичным представителям щелочногранитовой формации относятся лосевский комплекс Северного Казахстана, аккойтасский Восточного Казахстана, керегетас-эспинский Чингиза-Тарбагатая, щелочные граниты Горного Алтая, Кударинского, Лируэйского и других массивов Нигерии, граниты «дашибалбарского типа» Монголии и др. С каждой из этих формаций связано несколько, нередко взаимоисключающих, типов и подтипов редкометальных месторождений (Бескин и др., 1979).

Так, особенности апикальных и над- или околоинтрузивных зон аляскитовых массивов, отличающихся от узла к узлу, позволяют выделить следующие более или менее контрастные подтипы массивов аляскитовой формации. Редкометально-пегматитоносные (Мадагаскар, Индия и др.) интрузивы сопровождаются жильными полями из даек мелкозернистых и письменных гранитов, среди которых есть отдельные, обычно зональные микроклиновые или альбито-микроклиновые пегматитовые тела с бериллом, часто с попутным колумбитом—танталитом, иногда с крупнолистоват-

тым мусковитом. Некоторые пегматиты в промышленных количествах содержат касситерит, тортвейтит, монацит, но не промышленную литиевую или собственно танталовую минерализацию. Подобные узлы бедны кварцевожильно-грейзеновыми образованиями.

Хрустале-пегматитоносные (докембрийские Украины и Мадагаскара, каледонские Северного Казахстана, герцинские Прибалхашья и Чингиза-Тарбагатая, мезозойские Забайкалья и Монголии) интрузивы заключают значительное количество внутригранитных пегматитов, в том числе перспективных на горный хрусталь, крупнокристаллический флюорит, местами ограночный топаз и др. Обычно бедны кварцевожильно-грейзеновыми образованиями. Грейзеноносные (интрузивы «бобъянкопского» и «лизского» типов в Бушвельде, Редскин-Шток в Колорадо, Акчатау и Нура-Талды в Казахстане, Айбеншток и Кирхберг в Рудных горах, Санта-Комба в Испании, интрузивы кукульбейского комплекса в Забайкалье, массивы Великого Оловянного пояса Бирмы—Таиланда—Индонезии и др.) массивы сопровождаются кварцевожильно-грейзеновыми месторождениями и рудопроявлениями «обычного» типа — W, Mo, (Sn), Bi и др. Как правило, бедны пегматитами. Альбитито-грейзеноносные (некоторые массивы орлиногорского комплекса Северного Казахстана, лейкогранитовые части мезозойских массивов Нигерии и др.) интрузивы сопровождаются альбититово-грейзеновыми месторождениями касситерита и колумбита, нередко и кварцевожильно-грейзеновыми — касситерита, вольфрамита и др. Бедны пегматитами.

Предложенная типизация не исключает существования аляскитовых массивов промежуточных подтипов, но их число невелико и с ними ассоциируют лишь мелкие месторождения и рудопроявления редких металлов или горного хрусталя. Заметим, что интрузивы первого подтипа возникают на средних, а остальные — на малых и умеренных глубинах. Среди последних хрустале-пегматитоносный подтип относительно наиболее калиево-щелочной, а грейзеноносный — ультракислый. Альбитито-грейзеноносный подтип скорее натриево-щелочной и характерен для консолидированных областей докембрия, активизированных в молодые циклы.

Среди интрузивов субщелочнолейкогранитовой формации по большей или меньшей щелочнометальности образующих их гранитов выделяются три подтипа: 1) наиболее кислый грейзеноносный («рудногорский») — массивы Восточных Рудных гор, штоки Губский и Шнеда в Западных Рудных горах, некоторые интрузивы Корнуолла, Франции, МНР; 2) грейзеново-альбитовый (танталоносный) — некоторые мезозойские массивы Сибири и Забайкалья; 3) наиболее щелочной амазонитогранитовый («майкульский») — Западно-Майкульский массив Казахстана, Биту-Джидинский Прибайкалья, «ниобиево-фтороносные» массивы (по А. М. Гребенникову) Забайкалья. Редкометальная минерализация, свойственная субщелочнолейкогранитовым массивам выделенных подтипов, сходна, но по масштабности проявления тех или иных парагенезисов намечаются существенные различия. С массивами первого подтипа ассоциируют комплексные оловянные месторождения, некоторые с вольфрамом, иногда с попутным танталом, литием, бериллием. Со второй группой массивов связаны собственно танталовые месторождения (танталит, микролит), некоторые с касситеритом, иногда с попутными редкими щелочами (лепидолит, циннвальдит). С массивами третьего подтипа встречаются небольшие количества касситерита и колумбита, а также циркона, флюорита. Ни один из этих минералов не дает промышленно интересных скоплений.

Не менее трех подтипов, отличающихся по щелочности, может быть выделено и среди массивов щелочногранитовой формации (они могут встречаться в единых поясах и иметь взаимопереходы): 1) наименее щелочной «плюмазитовый» — некоторые массивы слюдяных щелочных гранитов (иногда с аксессуарным рибекитом) Забайкалья с рудопроявлениями ниобиевого колумбита; 2) промежуточный «плюмазито-агпаитовый» («ло-



севский») — массивы лепидомелановых, рибекитсодержащих гранитов с высококиобиевым колумбитом; 3) «агпайтовый» («керететас-эспинский») — массивы рибекито(арфведсонито-)эгириновых гранитов с пирохлором.

Выделение подтипов гранитоидных массивов и оценка потенциальной рудоносности конкретных массивов должны проходить следующие этапы с определением: 1) формационной принадлежности конкретного массива, 2) подтипа, 3) степени эрозионного среза, 4) интенсивности проявления петрогенетических рудообразующих процессов.

Применение минералогических критериев возможно на всех четырех этапах, но комплекс их, надежность и целесообразность использования заметно различаются, что не всегда учитывается в работах многих исследователей. К сожалению, количество таких работ в последнее время возрастает, и именно они создают впечатление о малой эффективности минералогических критериев.

Возможности использования минералов в качестве критериев основываются на изучении особенностей их состава, структуры, свойств, формы и деталей внутреннего строения, газовой-жидких и твердых включений, парагенезисов и отдельных минералов.

На первом этапе при установлении формационной принадлежности конкретного массива информативны и достаточны: типоморфные породообразующие минералы (литиевые слюды и амазонит для субщелочно-лейкогранитовой, щелочные пироксены и амфиболы серии рибекит—арфведсонит для щелочногранитовой формации) и модальный состав пород (табл. 1), отдельные типоморфные акцессорные минералы (в аляскитовой

Таблица 1

Количественно-минеральный состав (в об.%) пород гранитоидных формаций

Минерал	Формация				
	гранитовая		аляски- товая	субщелоч- нолейко- гранито- вая	щелочногра- нитовая
	главная фация	гибридная фация			
Кварц	31.5 25—36	26.5 20—30	35.8 30—44	36.0 30—43	33.8 28—40
Калинатровый полевой шпат	33.4 25—48	26.3 20—37	45.0 31—60	34.5 25—45	43.0 25—65
Плагиоклаз	27.3 18—40	34.5 26—44	15.5 1—29	23.0 18—40	16.0 1—40
Биотит	6.0 2—10	6.8 2—12	2.5 0.1—8	1.0 0—3	1.1 0—7
Мусковит, литиевые слюды	—	—	0.3 0—3	4.5 0.5—10	—
Щелочные темноцветные	—	—	— 0—2	—	4.6 0.3—12
Роговая обманка	0.4 0—4	—4.0 0.5—9	— 0—1	—	—
Акцессорные минералы	1.4 0.3—4	1.9 0.9—4	0.9 0.1—2.1	1.0 0.3—1.5	1.5 0.3—3.4

Примечание. Средние составы (над чертой) получены в результате обобщения данных Г. Д. Афанасьева, А. А. Беуса, Н. С. Варгановой, Т. Н. Далимова, О. П. Елисеевой, В. С. Иванова, Э. П. Изюха, Ю. В. Казлицына, А. А. Калаченко, В. И. Коваленко, П. В. Коваля, В. С. Коптева-Дворникова, М. В. Кузьменко, А. Н. Леонтьева, Б. К. Львова, Е. В. Негрей, И. Я. Некрасова, Е. Н. Панова, Н. Л. Пламеневской, В. И. Серых, К. М. Сиротина, Г. Тиендорфа, И. Х. Хамрабаева, М. Штемпрока, Г. Н. Щербы и наших подсчетов по гранитоидам Казахстана, Калбы, Урала, Якутии и Монголии.

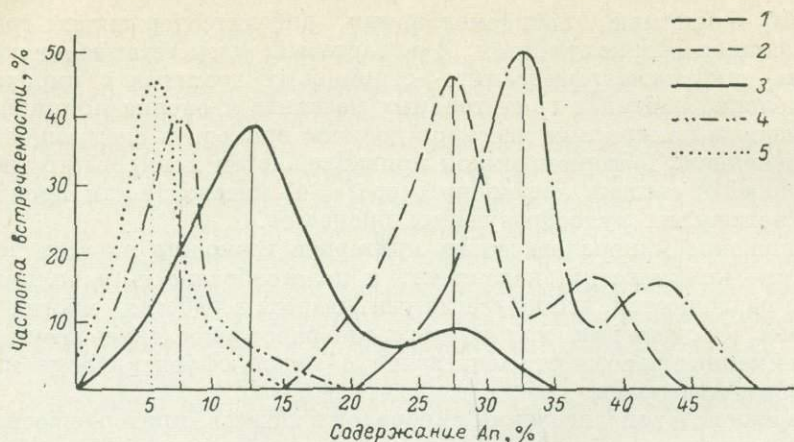


Рис. 1. Кривые распределения плагноклазов разного состава в породах гранодиоритовой (1), гранитовой (2), аляскитовой (3), субщелочнолейкогранитовой (4) и щелочногранитовой (5) формаций.

формации их нет, в субщелочнолейкогранитовой — танталит, амблигонит и сподумен, в щелочногранитовой — малакон, пироклор, эльпидит, астрофиллит, иттриалит, гадолинит, гагаринит, криолит) и видовой состав аксессуарных ассоциаций, состав породообразующих минералов, особенно плагноклазов (рис. 1) и темноцветов (Руб и др., 1975, 1977; Марин, 1976; Коваленко и др., 1977; Лапидес и др., 1977; Апельцин, Токсубаева, 1978; Козлов и др., 1978), форма проходящих аксессуарных минералов — магнетита, флюорита, сфена, апатита, циркона (Ляхович, 1968; Марин, 1973, 1976; Руб и др., 1977).

В. В. Ляхович (1968) по частоте встречаемости предложил разделять аксессуарии на встречающиеся постоянно — 90—100%, часто — 70—90, обычно — 30—40, редко — 10—30 и очень редко — 0—10%. С этих позиций в характерные аксессуарные ассоциации формаций могут быть отнесены постоянно, часто и в какой-то мере обычно (если сузить интервал до 50—70%) встречающиеся минералы. Для аляскитовой формации характерную аксессуарную ассоциацию составляют 20 минералов: магнетит, циркон, сфен, ильменит, рутил, анатаз, гематит, эпидот, гранат, флюорит, ортит, апатит, монацит, ксенотим, торит, касситерит, пирит, турмалин, молибденит, галенит; для субщелочнолейкогранитовой — 22 минерала: магнетит (+гематит), циркон (+циртолит), ильменит, сфен, рутил, анатаз, эпидот, пирит, флюорит, топаз, турмалин, монацит, (колумбит)-танталит, касситерит, тантало-ниобаты, ксенотим, апатит, амблигонит, сподумен, молибденит, флюоцерит, торит; для щелочногранитовой — 27 минералов: магнетит, циркон (+циртолит), малакон, эльпидит, сфен, ильменит, рутил, анатаз, гематит, апатит, монацит, ксенотим, флюорит, пироклор, колумбит, астрофиллит, чевкинит, тантало-ниобаты, гадолинит, бритоцит, торит (+ураноторит), иттриалит, меланоцерит, ураноторианит, криолит, баствезит, гагаринит.

Поскольку выделенные ассоциации характерны для абстрактных формаций (или формационных типов), в конкретных формациях некоторые из входящих в ассоциацию минералов могут или отсутствовать, или перейти в категорию редко и очень редко встречающихся минералов. Это является функцией региональных особенностей и возраста. Следует подчеркнуть, что провинциальные особенности могут сказаться на присутствии или отсутствии широко распространенных и в значительных количествах встречающихся минералов, тогда как возрастные — в основном на менее распространенных минералах редких и редкоземельных элементов. Выделенные для каждой формации аксессуарные ассоциации могут быть сокращены

до собственно типоморфных (Марин, 1973, 1976), значительно отличающихся от ассоциаций ранних нередкометаллоносных гранитоидных формаций преимущественным распространением редкометалльных и редкоземельных минералов, которые в ранних формациях или вообще отсутствуют, или имеют резко подчиненное значение. Хорошие возможности для разделения гранитоидов дает сопоставление весовых содержаний наиболее часто встречающихся аксессуарных минералов (табл. 12), многие из которых являются проходящими для пород анализируемых формаций.

Т а б л и ц а 2

Средние содержания некоторых аксессуарных минералов в породах гранитоидных формаций (в г/т)

Минерал	Формация			
	гранитовая	аляскитовая	субщелочнолей-когранитовая	щелочногранитовая
Магнетит	3300	1500	350	450
Сфен	800	45	Ед. зн.	10
Ильменит	240	350	100	350
Циркон	130	80	55	1300
Циртолит	Ед. зн.	10	15	90
Ортит	70	4	Ед. зн.	1.5
Монацит	7	30	30	40
Ксенотим	0.2	2	3	3
Апатит	250	80	40	40
Флюорит	10	150	200	400
Турмалин	0.8	10	100	—
Топаз	Ед. зн.	10	50	—
Торит	1	3	5	5
Колумбит	—	3.5	—	25
Танталит	—	—	25	—
Пироксор	—	Ед. зн.	—	30
Тантало-ниобаты	0.1	3	6	6
Касситерит	Ед. зн.	0.4	4	—
Карбонаты TR	0.8	4.5	5	12

На втором этапе информативны и достаточны.

1. Состав и структура породообразующих минералов (табл. 3). Здесь в первую очередь отметим важность изучения состава темноцветных минералов (особенно слюд и щелочных амфиболов), особенности которого являются надежным показателем режима кислотности—щелочности образования пород и обнаруживают отчетливую корреляцию с различающимися по щелочности подтипами каждой формации, а также состава и структурного состояния (упорядоченности и степени триклинности) калиево-натриевых полевых шпатов (Марин, 1976; Коваленко, 1977; Гинзбург, 1978; Ляхович, 1978), полиптиии слюд (Лапидес и др., 1977) и катионной упорядоченности щелочных амфиболов (Коваленко и др., 1977).

2. Весовые содержания или хотя бы частота встречаемости отдельных минералов аксессуарных ассоциаций (Гребенников, 1971; Марин, 1973, 1976). Заметим, что в большинстве случаев может быть достаточно отличен и видовой состав характерных аксессуарных ассоциаций формационных подтипов (табл. 3). Так, типоморфную аксессуарную ассоциацию хрустале-пегматитоносного подтипа аляскитовой формации составляют ильменит, циркон (+циртолит), флюорит, монацит, торит, рутил, ксенотим, а грейзеноносного подтипа — ильменит, циркон, флюорит, монацит, рутил, топаз турмалин, касситерит, молибденит, апатит.

3. Состав проходящих аксессуарных минералов (магнетита, циркона, флюорита, сфена), в особенностях которого весьма отчетливо отражается геохимическая специализация (Ляхович, 1973, 1978; Таусон, 1977; Руб и др., 1978) выделяемых формационных подтипов.

Таблица 3

Некоторые характерные особенности минерального состава гранитов из массивов разных редкометаллоносных подтипов

Характеристики	Формации			
	аляскитовая		субщелочнолейкогранитовая	
	Подтипы			
	грейзеноносный	альбитито-грейзеноносный	хрустале-пегматитовосный	грейзеноносный
Полевые шпаты	Калишпат, альбит (и альбит—олигоклаз)	Калишпат, альбит (и альбит—олигоклаз)	Калишпат, резко подчинен или отсутствует альбит	Калишпат, альбит
Состав и структурное состояние калишпатов	$Or_{80-60}Al_{20-10}$ , низкий ортоклаз, промежуточный до максимального микроклин, $\Delta\rho = 0.4-0.8$	$Or_{90-70}Ab_{10-30}$ , низкий ортоклаз, промежуточный и максимальный микроклин, $\Delta\rho = 0.4-0.9$	$Or_{65-45}Ab_{35-55}$ , промежуточный или максимальный микроклин, $\Delta\rho = 0.6-1.0$	$Or_{80-65}Ab_{20-35}$ , низкий ортоклаз, промежуточный до максимального микроклин, $\Delta\rho = 0.5-1.0$
Типоморфные второстепенные минералы	Биотит истонит-сидерофиллитового ряда, литиевый сидерофиллит, мусковит	Сидерофиллит (нередко литиевый), мусковит, протолитионит	Биотит (рибекит)	Протолитионит—цинвальдит, литиевые биотит и мусковит
Наиболее характерные акцессорные минералы	Ильменит, монацит, циркон, апатит, флюорит, топаз, турмалин, касситерит	Касситерит, циркон, торит, ильменит, монацит, флюорит	Циркон (+циртолит), монацит, ксенотим, ильменит, рутил, флюорит, торит	Касситерит, топаз, флюорит, гранат, циркон, турмалин
Наиболее характерный минерал из тапало-ниобатов	—	Колумбит	—	Колумбит
Элементы-примеси, устанавливаемые в аномально повышенных содержаниях в полевых шпатах и темноцветах	W, Mo, Bi, F, Sn, Pb, Be	Sn, Nb, F	—	Sn, F, Li, B, W, Rb, Be, Tl

Таблица 3 (продолжение)

Характеристики	Формации				
	субщелочнолеякогранитовая		щелочногранитовая		
	Подтипы				
	грейзеново-альбитовый	амазонитогранитовый	пломазитовый	промежуточный	агпаитовый
Полевые шпаты	Калишпат (в том числе амазонит), альбит	Калишпат (в основном амазонит), альбит	Альбит, калишпат	Альбит, калишпат	Калишпат, альбит
Состав и структурное состояние калишпатов	$Or_{85-60}Ab_{15-40}$ , низкий ортоклаз, чаще промежуточный и максимальный микроклин, $\Delta\rho = 0.5-1.0$	$Or_{95-70}Ab_{5-30}$ , промежуточный и максимальный микроклин, $\Delta\rho = 0.8-1.0$	Данных недостаточно	$Or_{85-60}Ab_{15-40}$ , промежуточный или максимальный микроклин, $\Delta\rho = 0.7-1.0$	$Or_{57-39}Ab_{43-61}$ , промежуточный или максимальный микроклин, $\Delta\rho = 0.8-1.0$
Типоморфные второстепенные минералы	Лепидолит, криофиллит, протолитионит—цинвальдит, литиевый мусковит, топаз	Протолитионит—цинвальдит (мусковит—фенгит)	Биотит (в том числе литиевый), полилитионит, рибекит	Лепидомелан, протолитионит, рибекит	Эгирин, рибекит—арфведсонит, астрофиллит
Наиболее характерные акцессорные минералы	Та-касситерит, стрюверит, топаз, торит, анатаз	Касситерит, топаз, флюорит, монацит, торит, циркон, флюоцерит, турмалин	Циркон, торит, флюорит	Флюорит, торит, магнетит, малакон	Флюорит, торит, циркон, уранинит, эльпидит, гагаринит, криолит
Наиболее характерный минерал из тантало-ниобатов	Танталит, Nb-танталит, микролит	Колумбит	Колумбит	Высокониобиевый колумбит	Пирохлор, U-пирохлор, колумбит
Элементы-примеси, устанавливаемые в аномально повышенных содержаниях в полевых шпатах и темноцветах	Ta, Nb, Li, Rb, Sn, Cs, Be	F, Nb, Li	Nb, (Ta, Zr, Hf)	Nb, Zr, Hf	Nb, Ta, Y, TR, Zr, U, Th

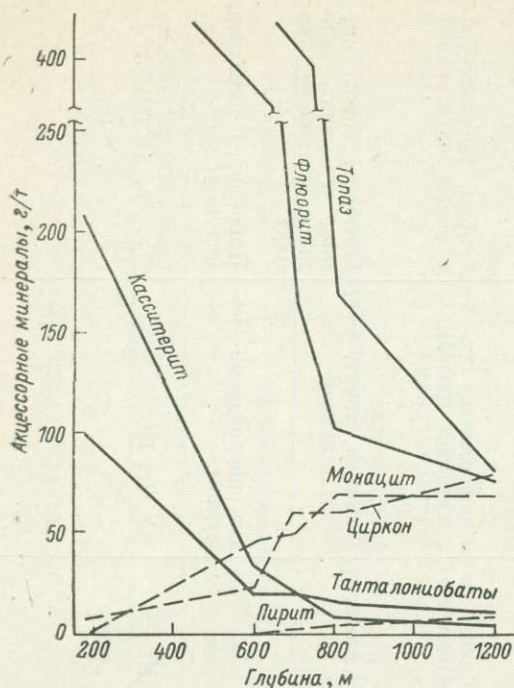


Рис. 2. Изменение содержания некоторых акцессорных минералов с глубиной в массиве протолитонитовых гранитов субщелочнолейкогранитовой формации (по М. Г. Руб и др., 1977).

Рациональный комплекс минералогических критериев, используемых при определении эрозийного среза рудно-магматических узлов, т. е. на третьем этапе, обстоятельно анализировался в недавнее время А. И. Гинзбургом (1978). Очень интересные результаты изучения вертикальной (в интервале до 2—2.5 км) минерало-геохимической зональности гранитных массивов изложены в книге «Зональные интрузивы Тянь-Шаня и Памира» (1979). Этот материал позволяет в частности подчеркнуть два

весьма важных обстоятельства: достаточно высокую стабильность (вопреки широко распространенному ранее мнению) содержания породообразующих минералов в вертикальном разрезе массивов гранитоидов, начиная во всяком случае с гранитовой формации, и безусловное существование вертикальной зональности массивов, устанавливаемой при достаточно детальном уровне исследований. Подчеркнем наиболее важные и информативные минералогические критерии, которые могут быть использованы при оценке степени эрозийного среза:

1. Состав (в том числе содержания и соотношения элементов-примесей), структура, особенности внутреннего строения (зональность, двойники) и свойства (плотностные, оптические) породообразующих минералов. Так, например, к апикальным частям интрузивов заметно уменьшается основность плагиоклазов, увеличивается железистость темноцветных минералов, происходит закономерное, в соответствии с ростом парциального давления летучих, увеличение содержания фтора в слюдах, возрастает триклинность калишпатов и содержание в них рубидия, в кварце несколько уменьшается содержание алюминия, что приводит к соответствующему снижению количества дырочных центров, легко выявляемому методом ЭПР. Учитывая закономерные, притом разнонаправленные, тенденции изменения концентраций ряда элементов-примесей в минералах с глубиной, весьма перспективными для установления уровня эрозийного среза являются такие индикаторные отношения (Гинзбург, 1978), как  $Rb/Ba$  в калишпатах,  $Li/Sc$  в биотитах, и такие мультипликативные отношения элементов в биотитах, как  $(Li+Rb+Cs)/(Sc+Zn)$  или  $(Li \times Rb \times Cs)/(Sc \times Zn)$ .

2. Количественные соотношения между акцессорными минералами группы железа, содержание которых с глубиной возрастает, редкоземельными и с летучими компонентами, содержание которых увеличивается к апикали (рис. 2); весьма чувствительным индикатором эрозийного среза является отношение флюорит/апатит (Зональные интрузивы. . ., 1979).

3. Состав (в том числе и те незначительные содержания элементов-примесей, устанавливаемые с помощью ЭПР, как например, содержание  $Mn^{2+}$  во флюорите, увеличивающееся с глубиной и являющееся, по данным Н. Н. Васильковой, хорошим критерием оценки уровня среза), окраска

(так, для циркона к апикали закономерно снижается количество слабо окрашенных кристаллов и возрастает — густо окрашенных, полупрозрачных), свойства (особенно магнитные и электрические) и форма проходящих акцессорных минералов (например, для циркона к апикали возрастает содержание кристаллов «гиацинтового» и падает «цирконового» типов, в силу чего целесообразно использование отношения циркон «гиацинтового» типа/циркон «цирконового» типа).

И, наконец, на четвертом этапе, важность и значительность которого подчеркнута в работах Л. В. Таусона (1977), информативны и достаточны — комплекс постмагматических минералов, тех, которые образуют и парагенетические ассоциации околорудных метасоматитов (Коваль, 1975; Коваленко, 1977; Бескин и др., 1979); дисперсии содержаний акцессорных минералов; состав (особенно элементно-примесный); структура, форма, включения (расплавные, газовой-жидкие, микровключения минералов редких и редкоземельных элементов) и свойства породообразующих и проходящих акцессорных минералов.

При сопоставлении минералогических критериев, используемых на разных этапах, очевидна общая тенденция их все большего усложнения и установления лишь с применением наиболее современных, точных, но не всегда экспрессных и широко вошедших в практику минералогических методов исследований: электронного микронзондирования, электронографии и электронной микроскопии, ИК спектроскопии, радиочастотных, электростатических, люминесцентных и др. Поэтому последовательность использования минералогических критериев должна выдерживаться; наиболее сложные из них должны быть применены лишь к тем массивам, для которых установлены формационная принадлежность и подтип. Лишь в этом случае и при дальнейшей разработке наиболее простых и экспрессных критериев минералогические методы найдут столь же широкое применение в разведочно-поисковой практике, как геофизические и геохимические.

### Литература

Апельцин Ф. Р., Токсубаева Г. П. Минералого-геохимические отличия гранитоидов в полях вольфрамового оруденения различных формационных типов. — В кн.: Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений. Новосибирск, СО «Наука», 1978, с. 18—26.

Бескин С. М., Ларин В. Н., Марин Ю. Б. Редкометалльные гранитовые формации. Л., ЛО «Недра», 1979. 280 с.

Бескин С. М., Марин Ю. Б. Некоторые вопросы изучения гранитоидных формаций малых и средних глубин. — ЗВМО, 1972, ч. 101, вып. 2, с. 202—232.

Бескин С. М., Марин Ю. Б. Типы редкометалльных месторождений гранитовых формаций. — ЗВМО, 1973, ч. 102, вып. 3, с. 306—319.

Гинзбург А. И. Минералогические методы и критерии при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых. — ЗВМО, 1978, ч. 107, вып. 4, с. 385—398.

Гинзбург А. И., Иовчева Э. И. Минералогические исследования как важный фактор повышения эффективности геологоразведочных работ. — Минер. журн., 1979, т. 1, № 1, с. 24—36.

Гребенников А. М. Вольфрамоносные, танталоносные и ниобий-фторосные типы гранитоидов и сопровождающие их продуктивные формации. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., Изд-во ЛГУ, 1971, с. 51—59.

Зональные интрузивы Тянь-Шаня и Памира. Душанбе, «Дониш», 1979. 212 с.

Изох Э. П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М., «Недра», 1978. 136 с.

Коваленко В. И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск, СО «Наука», 1977. 206 с.

Коваленко В. И., Владыкин Н. В., Лапидес И. Л., Горегляд А. В. Щелочные амфиболы редкометалльных гранитоидов. Новосибирск, СО «Наука», 1977. 229 с.

Коваль П. В. Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. Новосибирск, СО «Наука», 1975. 258 с.

Козлов В. Д., Свядковская Л. Н., Карпов И. К. Слюды магматитов Забайкалья. Новосибирск, СО «Наука», 1978. 150 с.

Лапидес И. Л., Коваленко В. И., Коваль П. В. Слюды редко-металльных гранитоидов. Новосибирск, СО «Наука», 1977. 104 с.

Ляхович В. В. Акцессорные минералы. М., «Наука», 1968. 276 с.

Ляхович В. В. Редкие элементы в акцессорных минералах гранитоидов. М., «Недра», 1973. 310 с.

Ляхович В. В. Геохимия минералов — возможности и задачи. — В кн.: Проблемы геологии редких элементов. М., «Наука», 1978, с. 196—225.

Марин Ю. Б. Ассоциации акцессорных минералов и особенности их эволюции на разных уровнях образования гранитоидных серий. — ЗВМО, 1973, ч. 102, вып. 5, с. 572—590.

Марин Ю. Б. Гранитоидные формации малых и умеренных глубин (выделение, структура, становление, эволюция). Л., Изд-во ЛГУ, 1976. 144 с.

Руб М. Г., Ашихмина Н. А., Гладков Н. Г., Павлов В. А., Тронева Н. В. Типоморфные особенности акцессорных минералов и их значение для выяснения генезиса и рудоносности гранитоидов. — В кн.: Гранитоиды складчатых и активизированных областей и их рудоносность. М., «Наука», 1977, с. 197—234.

Руб М. Г., Павлов В. А., Гладков Н. Г., Ашихмина Н. А. Особенности состава оловоносных и вольфрамоносных магматических комплексов и использование их при поисках месторождений. — В кн.: Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений. Новосибирск, СО «Наука», 1978, с. 27—33.

Руб М. Г., Руб А. К., Павлов В. А. Слюды как индикаторы условий формирования и рудоносности гранитоидов. — В кн.: Магматизм и полезные ископаемые. М., «Наука», 1975, с. 130—156.

Тусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., «Наука», 1977. 280 с.



## ЛЕТУЧИЕ КОМПОНЕНТЫ В БИОТИТАХ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ИНТРУЗИЙ

Для потенциальной рудной продуктивности расплава обогащенность рудным элементом менее существенна, чем летучим компонентом, образующим устойчивый комплекс с металлом и транспортирующим его. Это можно показать на примере комплекса  $AuCl_4^-$ , в форме которого осуществляется перенос золота флюидом. Увеличение концентрации Au в 2—3 раза в расплаве ведет по закону действующих масс к росту концентрации  $AuCl_4^-$  то же в 2—3 раза, в то время как увеличение концентрации Cl в 2—3 раза ведет по тому же закону к росту концентрации комплекса в  $2^4$ — $3^4$ , т. е. в 16—81 раз. Учитывая аналогичную структуру многих других комплексных соединений металлов с летучими:  $SnF_6^{2-}$ ,  $BeF_4^{2-}$ ,  $WO_2F_4^{2-}$ ,  $WO_4^{2-}$ ,  $ZnCl_3^-$ ,  $PbCl_3^-$  и др., играющих важную роль в гидротермальном транспорте металлов, можно утверждать, что даже незначительные сдвиги в концентрации летучих компонентов способствуют в глубинных условиях резкому изменению содержания металлов в магматическом флюиде. Уровень содержания летучих в расплаве по закону распределения отражается в уровнях их содержания как в равновесном флюиде, так и в минералах-концентраторах летучих, и в магматических породах. Главными минералами-концентраторами  $H_2O$ , F, Cl в породах являются слюды, амфиболы, апатит, флюорит. Таковы теоретические предпосылки возможного существования связи между содержанием летучих компонентов в интрузиях и потенциальной рудоносностью последних.

Вопрос корреляции содержания летучих компонентов в биотитах с металлоносностью интрузий обсуждался в литературе для ряда регионов и некоторых типов месторождений. Например, среди американских исследователей дискутировался вопрос о наличии корреляции между содержанием Cl в биотитах и меденосностью интрузий (Kesler *et al.*, 1975). По Восточному Забайкалью этот вопрос рассматривался одним из авторов (Трошин, 1978). Настоящая статья является продолжением исследований в рассматриваемом направлении.

**Методика исследований.** Летучими компонентами-конституентами биотитов являются O, OH, F и Cl. Последние три компонента располагаются в основном в позиции [OH, F], где может также располагаться и часть кислорода. Существование оксибиотита, т. е. биотита, у которого в позиции [OH, F] много кислорода, отмечается всеми исследователями биотитов из пород гранулитовой фации метаморфизма (Ушакова, 1971; Петрова и др., 1975, и др.), экспериментаторами (Wones, Eugster, 1965) и др. С другой стороны, если прочно связанной воды больше, чем требуется для заполнения позиции [OH, F], то избыточный гидроксил замещает кислород в позиции  $[AlSi_3O_{10}]$ . Эти положения входят в основу пересчета состава биотитов на кристаллохимическую формулу по анионному методу (на 24 аниона), наиболее признанному и широко применяемому в мировой литературе. Произвольное обращение с прочно связанной водой, допускаемое некоторыми другими методами пересчета, не обосновано экспериментальными данными, а делается исключительно в целях лучшей подгонки реальной формулы к ее теоретическому виду. Нетрудно показать, что если допустить произвольное обращение еще с одним компонентом, то можно добиться полного соответствия любых анализов реального биотита теоретической кристаллохимической формуле при любой погрешности анализов. Этот вопрос имеет важное значение в связи с необходимостью в данном случае правильной оценки содержания в биотите воды и кислорода как важнейших летучих компонентов.

Точность определения содержания воды в биотите зависит от способа механической подготовки биотита к анализу. Установлено, что при растирании биотит поглощает значительные количества воды (до нескольких мас. %), которая не удаляется вместе с гигроскопической при нагреве до  $105^{\circ}\text{C}$  (Цветков, Вальяшихина, 1956). Поэтому по крайней мере воду необходимо определять из нерастертого биотита. Таким образом, правильной величиной содержания воды в биотите является концентрация прочно связанной воды  $\text{H}_2\text{O}^+$ , определенная из нерастертого биотита. С определением содержания F и Cl подобных проблем нет.

Поскольку количество OH, F и Cl в биотитах переменено, постольку непостоянно и содержание кислорода, которое, как и содержания OH, Cl, F, может явиться показателем условий формирования. При определении содержания кислорода мы исходили из того, что количество кислорода в биотите однозначно вычисляется по результатам полного силикатного анализа слюды, на чем основан также и метод пересчета анализов на 24 аниона.

Точной оценкой относительной роли летучего компонента в биотите является количество ионов, приходящихся на его долю из общей суммы, равной 24 анионам в кристаллохимической формуле. В статье используется более удобная для графического изображения оценка распределения анионов только в позиции [OH, F]. Для этой цели применяется треугольник (F+Cl)—OH—O. В связи с тем, что количество Cl было во всех случаях сравнительно очень мало, описание ситуации в координатах (F+Cl)—OH—O аналогично таковому в координатах F—OH—O, и роль Cl здесь не выявляется. При избытке воды содержание кислорода (в позиции [OH, F]) равняется нулю. Избыточный гидроксил (в позиции [AlSi<sub>3</sub>(O, OH)<sub>10</sub>]) при интерпретации количественно не учитывался.

Во всех наших данных по Восточному Забайкалью и Становику вода определялась описанным выше способом. В используемых литературных источниках не указано, определялась ли вода из растертого или нерастертого биотита, хотя в статье по батолиту Сьерра-Невада (Dodge e. a., 1969) имеется ссылка на монографию А. И. Цветкова и Е. П. Вальяшихиной (1956), посвященную анализу слюды на  $\text{H}_2\text{O}$ . Это важный недостаток используемых литературных данных. Определение  $\text{H}_2\text{O}^+$  из растертого биотита ведет к смещению точек на диаграмме F—OH—O параллельно стороне OH—O в сторону OH.

В одной из работ (Флеров и др., 1969) указано только содержание  $\text{H}_2\text{O}^+$  (без  $\text{H}_2\text{O}^-$ ), что вызывает недоверие, учитывая, что фигуративные точки всех биотитов (Якутии) оказываются лежащими на стороне F—OH (т. е. имеют избыточную воду). Несмотря на ряд неопределенностей в используемых анализах, нами сделана попытка изучить имеющиеся данные для выявления общих закономерностей.

Весьма мало было данных по Cl, что ограничило возможности по интерпретации результатов.

Сведения о режиме летучих содержатся не только в данных по их концентрациям в минералах. Экспериментальными исследованиями Д. Уонза и Х. Эйгстера (Wones, Eugster, 1965) установлено, что соотношение  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$  и Mg в биотитах является функцией фугитивности кислорода, температуры и в меньшей мере общего давления. Поэтому в статье используются также данные по содержанию указанных петрогенных компонентов для оценки корреляции между рудоносностью интрузий и величиной  $f\text{O}_2$  при их формировании.

Нами обрабатывались средние или типичные частные анализы по конкретным интрузивным массивам. Надо подчеркнуть, что все анализы для каждого отдельного массива (или его части), как правило, сходны или весьма близки, так что используемые средние или типичные значения являются представительными.

**Результаты.** В настоящей работе рассматриваются данные по составу биотитов (табл. 1 и 2) из некоторых рудоносных интрузий Восточного Забайкалья, Становика (Антонов, Кузьмин, 1976; Козлов и др., 1978; Трошин, 1978; данные авторов), Западного Забайкалья (Шеремет и др., 1973; данные авторов), Восточной Якутии (Флеров и др., 1979), Центральной Чукотки (Иванов, 1970), Приамурья (Фатьянов, 1978), Большого Кавказа (Борсук, 1979), по батолиту Сьерра-Невада, США (Dodge e. a., 1969), Южно-Калифорнийскому батолиту, США (Larsen, Draisin, 1950), монцититовому штоку Бингем, США (Lanier e. a., 1978), батолиту Боулдер, США (Weed, 1899).

Экспериментальные данные Д. Уонза и Х. Эйгстера позволяют при известном давлении (1 и 2 кбар) по значениям содержаний  $Fe^{3+}$ ,  $Fe^{2+}$  и Mg в биотитах флогопито-аннитового ряда оценить фугитивность кислорода и температуру формирования биотитов. Пытаясь использовать эти данные мы сделали два допущения. Во-первых, сочли возможным рассмотреть с позиций экспериментальных данных и более глиноземистые биотиты. Во-вторых, учитывая мало- и среднеглубинный характер подавляющего числа рассматриваемых рудоносных интрузий, оценка  $fO_2$  и  $T$  формирования биотитов производилась исходя из  $P_{общ} = 1$  кбар. Как видно будет из дальнейшего, все биотиты укладываются по величине  $lg fO_2$  в диапазон от  $-8$  до  $-19$  (т. е. 11 ед.), в то время как изменение давления от 1 до 2 кбар приводит к сдвигам, не превышающим 2 ед. Поэтому более точное знание величины  $P_{общ}$  для условий формирования каждого биотита не может привести к иным выводам относительно различий  $fO_2$  при формировании интрузий разной рудоносности. При работе с данными Д. Уонза и Х. Эйгстера удобно предварительно перенести значения  $T$  и  $fO_2$  на треугольник состава биотитов  $Fe^{3+}-Fe^{2+}-Mg$  (рис. 1).

В итоге были получены данные, свидетельствующие о том, что интрузии, рудоносные на Au и Mo, формировались при существенно больших значениях фугитивности кислорода, чем интрузии, рудоносные на W, Sn и редкие металлы (рис. 2). Биотиты золотоносных интрузий характеризуются низкими содержаниями F, и поле их составов располагается вблизи стороны OH—O треугольника F—OH—O (рис. 3). Область состава биотитов молибденоносных интрузий близка к таковой для Au, но для нее характерны менее высокие содержания O и несколько повышенные F. Биотиты вольфрамоносных интрузий отличаются высоким содержанием OH и повышенным F. В биотитах оловоносных интрузий идет дальнейший рост содержания F, который достигает максимума в редкометалльных интрузиях. Область повышенных содержаний Cl в биотитах на треугольнике F—OH—O наиболее полно совпадает с областью составов биотитов из интрузий, рудоносных на Mo, Cu, W, Au (рис. 4). Более полные выводы по Cl на примере Восточного Забайкалья были опубликованы ранее (Трошин, 1978) на основании частных анализов биотитов только на летучие компоненты.

Описанные вариации содержания летучих в связи с изменением металлоносности нами неоднократно отчетливо наблюдались в одних и тех же плутонах с разной рудоносностью в различных их участках (Трошин, 1976, 1978). Здесь в качестве примера приводятся данные по содержанию O в позиции [OH, F] (в процентах от числа атомов в этой позиции) в биотитах батолита Сьерра-Невада (запад США). У западного края батолита локализована знаменитая золотоносная Материнская жила, состоящая из рудных тел и зон общей протяженностью 270 км. В восточной части батолита локализовано крупное вольфрамовое рудное поле Пайн-Крик и в южной части — ряд рудопроявлений W. Соответственно этому в западной части батолита по сравнению с восточной в биотитах повышена роль O (рис. 5). Разницы в составе пород в районе взятия проб в среднем нет. Исходные данные взяты из опубликованных работ (Best, Meryu, 1967; Dodge e. a., 1969; Noble, 1970).

Таблица 1

Состав биотитов рудоносных интрузий

№ анализа	Район	Проявление руд	Химический состав																	Сумма	Число проб
			SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Rb <sub>2</sub> O	Li <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	F	Cl	O=F, Cl		
1	Восточное Забайкалье	Mo	37.85	2.79	14.71	5.19	11.67	0.30	14.86	1.56	0.24	7.29	0.07		2.58	0.40	0.63	0.04	0.27	99.91	1
2	То же	W	36.74	3.47	16.39	0.58	18.86	0.58	8.98	1.42	0.24	7.29	0.17	0.29	3.49	0.04	1.38	0.02	0.59	99.35	1
3	»	W, Sn	35.53	3.18	15.03	4.30	26.40	0.64	1.65	0.26	0.14	9.06	0.22	0.34	1.82	0.34	1.70	0.18	0.75	100.04	1
4	»	W, Sn, PM	34.13	5.05	16.92	4.59	22.09	0.63	3.89	0.52	0.25	7.37	0.19	0.18	2.76	1.14	1.63	0.22	0.73	100.83	3
5	»	То же	36.11	2.63	21.03	3.92	17.50	0.94	2.76	0.29	0.33	8.60	0.19	0.68	3.51	0.74	1.72	0.08	0.74	100.29	4
6	»	Sn, W, PM	38.22	1.51	19.89	1.24	23.34	0.34	0.42	0.31	0.82	8.76	0.25	0.37	1.64	0.43	2.70	0.18	1.18	99.24	3
7	»	Sn	36.68	2.80	15.37	4.29	23.71	1.30	2.18	0.02	0.28	8.90	0.29	0.65	1.50	0.31	3.18	0.06	1.35	100.17	1
8	»	PM, Sn	37.80	3.08	16.64	3.52	14.55	0.85	8.84	1.10	0.17	9.25	0.22	0.71	1.08	0.37	2.32	0.03	0.98	99.55	1
9	»	PM	43.42	0.31	21.99	0.62	13.47	1.08	0.17	0.05	0.34	9.64	0.73	2.54	1.02	0.26	5.51	0.02	2.33	98.84	1
10	»	Sn, PM	41.06	0.31	23.43	1.03	14.91	1.21	0.16	0.26	0.48	9.12	0.89	2.73	0.65	0.14	6.12	0.04	2.59	99.95	1
11	Западное Забайкалье	Mo	40.60	2.20	15.40	5.50	10.40	0.40	10.90	0.30	0.30	8.70	0.23	0.45	3.10*		2.60		1.09	99.99	1
12	То же	Mo, W	39.55	2.60	15.35	2.30	15.20	0.90	12.20	0.41	0.15	8.50	0.21	0.28	2.80*		2.60		1.09	101.96	2
13	»	W	37.19	2.94	14.76	4.53	13.53	0.74	12.19	0.48	0.15	7.73	0.13	0.27	3.97*		1.66		0.70	99.60	3
14	»	»	34.76	3.30	17.84	5.36	17.12	0.68	7.16	0.43	0.15	8.02	0.14	0.33	4.10*		0.90		0.38	99.91	5
15	Становик	Mo	38.68	3.11	12.56	2.76	15.81	0.33	13.18	1.70	0.45	7.21	0.06	0.08	3.20	0.50	1.12	0.07	0.49	100.34	2
16	»	»	38.36	2.24	13.31	3.30	14.72	0.88	13.30	0.32	0.39	8.18	0.16	0.21	2.68	0.65	1.93	0.04	0.82	99.85	2
17	Приамурье	Sn	34.26	4.14	13.83	3.40	21.26	0.18	10.19	0.71	0.33	8.48	0.11		2.80	0.00	0.42		0.18	99.93	4
18	»	»	34.40	3.92	14.08	4.31	24.35	0.37	5.54	0.95	0.28	7.87	0.15		2.73	0.05	0.54		0.23	99.31	9
19	»	Mo	36.27	4.30	14.76	1.72	18.76	0.28	10.91	0.67	0.59	7.82	0.05		2.93	0.15	0.30		0.13	99.38	4
20	Якутия	Sn, W	33.76	2.96	20.36	2.58	21.15	0.48	3.40	0.64	0.19	8.57	0.17	0.55	3.43		1.68		0.71	99.19	4
21	»	»	34.52	3.90	18.36	3.26	19.31	0.21	5.77	0.56	0.23	8.93	0.11	0.33	3.49		1.37		0.58	99.77	5
22	»	»	34.86	2.77	20.31	3.45	19.03	0.28	4.07	0.51	0.23	8.89	0.20	0.56	3.61		1.94		0.82	99.89	6
23	Центральная Чукотка	»	34.12	3.33	16.84	2.35	24.16	0.55	4.92	1.28	0.48	8.12			2.96	0.40	0.82		0.35	99.98	10
24	Большой Кавказ	Mo, W	35.35	4.66	12.98	3.92	19.17	0.47	9.77	0.54	0.38	8.30			3.06	0.09	0.86		0.36	99.19	2
25	Большой Кавказ	Mo	35.96	4.00	16.49	2.20	17.38	0.29	9.23	0.78	0.33	8.80			3.16	0.08	0.47		0.20	98.97	2
26	»	»	34.38	4.20	12.98	1.53	19.85	0.17	11.95	1.14	0.56	7.20			4.96	0.30	0.55		0.23	99.54	1
27	»	»	36.97	4.75	12.75	21.01	1.93	0.22	10.78	0.58	0.69	9.08			1.33	0.43	0.44		0.19	100.37	1
28	»	Sn	35.06	4.82	12.65	1.51	21.72	0.40	9.16	1.03	0.60	8.68			2.92	0.34	0.82		0.35	99.36	1
29	Бингем Юта, США	Mo, Cu	39.28	3.79	13.18	4.38	7.69	0.09	16.60	0.25	0.25	9.07			3.27*		1.11	0.15	0.50	98.61	15
30	Бьют, Монтана, США	Cu, Au	35.79	3.51	13.70	5.22	13.72	0.19	12.30	0.05	0.15	9.09			3.64		0.76		0.32	97.63	1
31	Калифорния, США	W	37.01	2.36	15.48	3.84	16.23	0.59	10.84	0.47	0.18	8.71			3.53	0.27	0.43	0.17	0.22	99.89	9
32	То же	Au	36.72	3.01	15.91	3.67	17.92	0.48	9.78	0.19	0.21	9.19			3.24	0.18	0.46	0.16	0.23	100.89	14
33	»	Au, Mo	37.39	3.78	15.30	4.11	19.40	0.05	8.55	0.98	0.45	8.18			1.57	0.00	0.25		0.11	99.90	8
34	Сибирь	»	41.14	2.61	11.78	3.70	10.60	0.38	15.10	3.93	0.43	6.13	0.06	0.06	1.84	0.25	0.80	0.06	0.35	98.40	1
35	»	»	38.41	4.09	13.78	2.56	13.83	0.22	15.22	1.22	0.25	8.25	0.06	0.02	1.29	0.15	0.30	0.11	0.15	99.53	1
36	»	»	39.66	4.02	13.09	3.10	13.47	0.23	14.12	1.58	0.32	7.99	0.06	0.05	1.75	0.09	0.57	0.11	0.27	99.84	1
37	»	»	40.12	3.36	13.58	1.87	12.39	0.11	16.88	0.96	0.32	8.25	0.06	0.03	1.00	0.33	0.93	0.07	0.41	99.76	1
38	»	»	37.11	3.15	11.97	5.18	11.40	0.47	13.31	1.97	0.28	8.85	0.08	0.15	1.55	0.18	0.55	0.06	0.24	96.01	2
39	»	»	36.32	2.92	12.06	6.45	13.51	0.56	11.45	1.61	0.22	8.49	0.14	0.30	1.01	0.18	1.90	0.08	0.82	96.38	2
40	»	Au	39.01	4.65	12.50	2.75	9.71	0.12	12.85	3.22	1.10	7.11	0.04	0.02	0.56	0.36	1.23	0.04	0.53	94.74	2
41	»	»	38.30	4.90	11.84	4.56	12.24	0.13	15.23	1.24	0.31	8.62	0.07	0.06	0.23	0.42	1.03	0.14	0.46	98.85	3
42	»	»	35.58	3.44	14.44	5.10	15.32	0.33	10.92	0.71	0.14	8.39	0.05	0.09	2.79	0.20	0.37	0.07	0.17	97.77	2
43	»	»	35.80	4.91	12.27	3.12	19.24	0.15	10.61	1.37	0.32	7.05	0.02	0.03	4.37*		0.55		0.23	99.58	3
44	»	Au, Sn, W	34.08	3.73	18.29	3.32	20.53	0.28	5.59	0.86	0.20	8.24	0.09	0.33	3.55		1.15		0.48	99.76	3
45	»	Au	36.94	4.30	13.83	2.90	14.91	0.30	13.10	1.08	0.36	7.59	0.04	0.06	3.39	0.37	0.50	0.08	0.23	99.52	10
46	»	»	36.95	3.38	14.72	3.91	15.05	0.39	12.38	1.35	0.32	7.53	0.04	0.06	3.18	0.27	0.64	0.05	0.28	99.94	8
47	»	»	37.50	3.59	13.86	1.14	17.02	0.21	12.80	0.51	0.48	8.20			4.01	0.37	0.12		0.05	99.76	2
48	»	Au, Sn, W	36.32	3.88	14.94	2.30	17.68	0.23	11.16	1.51	0.40	8.27			2.49	0.37	0.34		0.35	99.95	4

Примечание. Сумма приводится общая после вычитания O=F, Cl. Звездочкой отмечены пробы, в которых не ясно H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> или H<sub>2</sub>O<sub>общ</sub>. В ан. 1-10 и 34-41 содержания H<sub>2</sub>O, F, Cl являются средними из большого числа анализов, содержания остальных компонентов — единичные анализы типичных проб. 1 — курнузлайский гранодиорит; 2 — белухинский гранит; 3 — соктульский гранит; 4 — адунчелонский порфириновый гранит; 5 — адунчелонский гранит-порфир; 6 — шерловгорский гранит; 7 — киркиринский гранит; 8 — боршовочный морионовый гранит; 9 — тургинский амазонитовый гранит; 10 — арыбулакский кварцевый порфир (онгоит); 11 — орекитканский гранит; 12 — первомайский гранит; 13 — бомгорхонский биотитовый гранит; 14 — бомгорхонский двуслюдяной гранит; 15 — гранитоиды северо-запада; 16 — гранитоиды запада; 17 — граниты силезийской ассоциации; 18 — граниты чалбинской ассоциации; 19 — гранодиориты-плаггиограниты пурильской ассоциации; 20 — чибгалахские гранитоиды, позднемагматический биотит; 21 — чалбинские гранитоиды, раннемагматический биотит; 22 — чалбинские гранитоиды, позднемагматический биотит; 23 — западно-нультинский гранит; 24 — эльдуртинский гранит; 25 — гранитоиды горы Цурунгал и р. Сонгутидов; 26 — гранит-порфир горы Кароби; 27 — липарит р. Верхний Чегем; 28 — липарит горы Тырнауз; 29 — кварцевый монзонит; 30 — гранит Боулдерского батолита; 31 — гранитоиды батолита Сьерра-Невада, восточная часть; 32 — то же самое, западная часть; 33 — гранитоиды Южно-Калифорнийского батолита. Сибирь: 1-й массив: 34 — гранодиорит; 2-й массив: 35 — диорит; 36 — гранодиорит; 37 — гранит-порфир; 3-й массив: 38 — порфириновый гранит; 4-й массив: 39 — порфириновый гранит; 5-й массив: 40 — габбро-сиенит; 41 — монодиорит; 6-й массив: 42 — гранодиорит; 7-й массив: 43 — габбро-диорит; 8-й массив: 44 — диорит; 9-й массив: 45 — гранитоиды; 10-й массив: 46 — гранитоиды; 11-й массив: 47 — гранодиорит; 12-й массив: 48 — гранит.

Таблица 2

Соотношение  $Fe^{+3}$ ,  $Fe^{2+c}$  Mg и OH, F, Cl, O в позиции [OH, F] в биотитах (в отн. атомн. %) и значения  $lg f O_2$  и  $T$ , найденные по методу Д. Уонза и Х. Эйгстера для  $P_{общ} = 1035$  бар

№ анализа	Fe <sup>+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mg	$lg f O_2$	$T, ^\circ C$	OH	F	Cl	O
1	10.91	27.25	61.84	-11.1	770	64.41	7.46	0.25	27.88
2	1.47	53.30	45.22	-15.5	800	83.38	16.48	0.14	0.00
3	11.65	79.50	8.85	-18.7	600	49.40	21.88	1.24	27.48
4	12.46	66.63	20.91	-17.8	590	71.89	20.13	1.46	6.52
5	13.59	67.45	18.96	-18.0	570	79.01	20.49	0.51	0.00
6	4.43	92.60	2.97	-18.4	700	42.86	33.45	1.20	22.49
7	12.27	75.38	12.35	-18.5	590	39.70	39.90	0.40	19.99
8	9.46	43.47	47.08	-15.0	695	27.76	28.26	0.19	47.79
9	3.89	93.99	2.11	-18.5	670	24.99	64.01	0.15	10.84
10	5.75	92.48	1.77	-18.7	650	15.95	71.19	0.25	12.61
11	14.23	29.91	55.86	-12.4	675	70.06	29.93		0.00
12	5.31	38.96	55.73	-13.8	780	68.13	29.99		1.88
13	10.36	34.45	55.19	-13.0	725	80.59	19.42		0.00
14	13.90	49.33	36.77	-16.2	620	89.27	10.73		0.00
15	5.94	37.84	56.21	-13.4	800	80.02	13.28	0.47	6.23
16	7.17	35.56	57.36	-13.0	795	67.60	23.08	0.25	9.06
17	7.20	50.05	42.75	-15.6	720	73.40	5.22		21.38
18	10.18	63.91	25.91	-17.4	615	72.98	6.84		20.17
19	3.89	47.20	48.91	-14.9	790	75.28	3.65		21.06
20	7.86	71.62	20.52	-17.5	660	79.51	20.49		0.00
21	9.02	59.37	31.61	-16.7	660	83.44	16.56		0.00
22	10.56	64.76	25.68	-17.3	620	76.80	23.20		0.00
23	6.03	68.95	25.02	-17.2	675	78.01	10.25		11.75
24	8.79	47.80	43.41	-15.5	700	79.59	10.60		9.81
25	5.53	48.54	45.93	-13.5	800	80.99	5.71		13.30
26	3.24	46.68	50.08	-15.0	790	39.40	6.60		0.00
27	47.21	4.82	47.97			33.94	5.32		60.73
28	3.45	55.12	31.43	-15.8	750	76.96	10.24		12.79
29	9.56	18.66	71.78	-8.3	950	80.37	12.93	0.94	5.76
30	11.73	34.27	53.99	-13.0	715	90.76	9.24		0.00
31	8.86	41.61	49.53	-14.5	720	89.23	5.15	1.09	4.53
32	8.54	46.36	45.09	-15.3	710	82.00	5.52	1.03	11.45
33	9.65	50.61	39.75	-15.9	660	40.94	3.09		55.97
34	8.15	25.96	65.89	-10.2	880	46.35	9.55	0.38	43.71
35	5.33	31.97	62.70	-12.1	850	33.02	3.64	0.71	62.63
36	6.73	32.52	60.75	-12.3	840	44.20	6.83	0.72	48.25
37	3.81	28.06	68.13	-11.0	950	25.25	11.13	0.46	63.16
38	11.72	28.66	59.62	-11.6	750	41.31	6.95	0.39	51.35
39	14.61	34.02	51.37	-13.2	660	27.14	24.21	0.55	48.09
40	7.05	27.68	65.27	-11.0	900	14.89	15.50	0.26	69.34
41	9.44	28.15	62.41	-11.4	810	6.02	12.78	0.90	80.30
42	11.66	38.91	49.43	-14.5	685	72.80	4.58	0.47	22.15
43	6.85	46.98	46.17	-15.3	725	93.40	6.60		0.00
44	8.92	61.32	29.75	-16.9	650	86.04	13.96		0.00
45	6.39	36.49	57.13	-13.0	800	85.35	5.97	0.51	8.18
46	8.66	37.04	54.30	-13.5	750	79.97	7.63	0.32	12.08
47	2.51	41.66	55.83	-13.7	850	98.57	1.43		0.00
48	6.03	68.95	25.01	-17.2	675	78.01	10.25		11.75

**Обсуждение результатов.** Используя в качестве привязки биотиты гипабиссальных интрузий Восточного Забайкалья, на треугольник F—OH—O были нанесены значения  $fO_2$  и  $T$  для 1 кбара и проведены соответствующие изолинии (рис. 6). Они показали, что с величиной  $lg fO_2$  прямо коррелируется отношение O/F в позиции [OH, F]. Концентрация OH, вероятно, не связана с фугитивностью кислорода. Наблюдается лишь слабая и не очень надежная закономерность увеличения отношения O/OH при особенно высокой летучести кислорода. В то же время отношение O/OH оказалось отчетливо коррелирующимся с температурой: чем выше темпе-

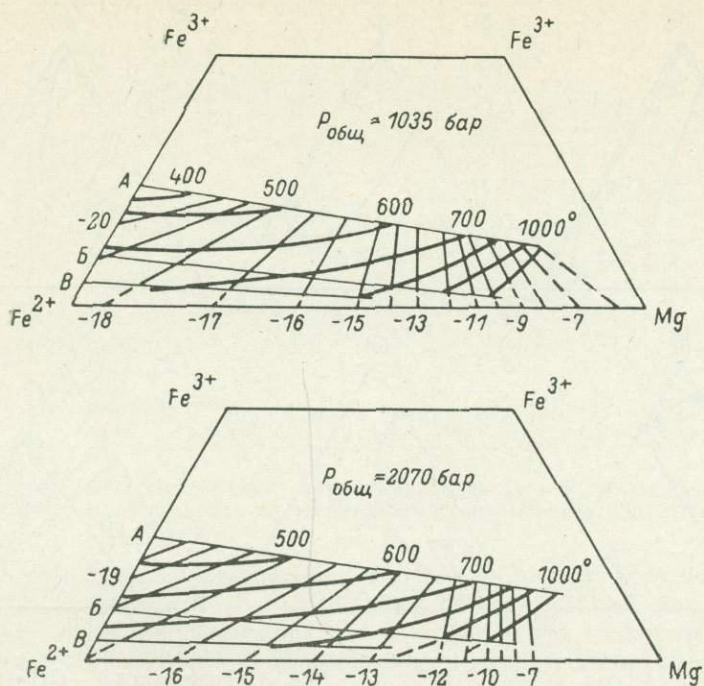


Рис. 1. Связь между железистостью биотита и  $P-T-fO_2$  условиями его образования, по данным Д. Уонза и Х. Эйгстера (Wones, Eugster, 1969).

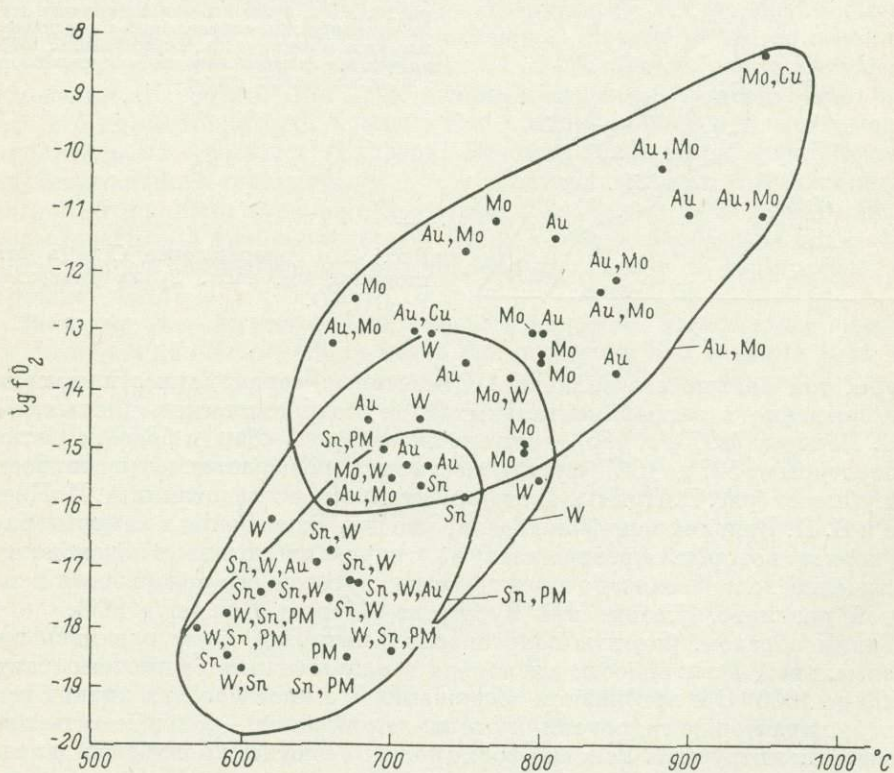


Рис. 2. Оценка  $fO_2-T$  условий формирования биотитов рудоносных интрузий (при  $P_{общ} = 1$  кбар).

PM — редкие металлы.

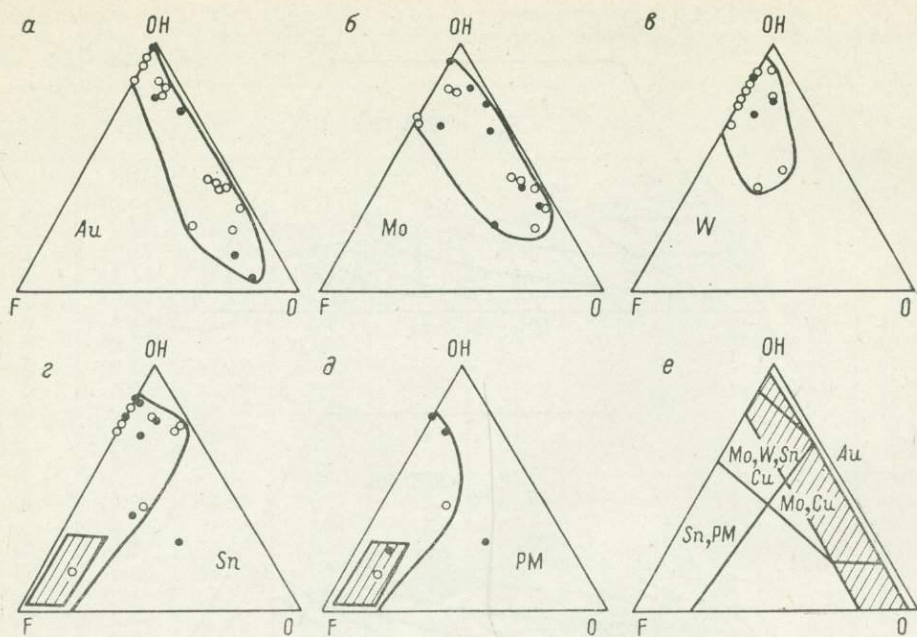


Рис. 3. Диаграммы F—OH—O составов биотитов (для позиции [OH, F]) из интрузий разной рудоносности.

Крупные точки — биотиты из интрузий, с которыми ассоциируют месторождения; мелкие точки — рудопроявления. Заштрихованы на рис. 3, г и 3, д поля составов литиевых слюд из редкометалльно-оловоносных апогранитных массивов (Ситнин и др., 1963; Коваль, 1975), на рис. 3, е заштриховано поле составов биотитов золотоносных интрузий.

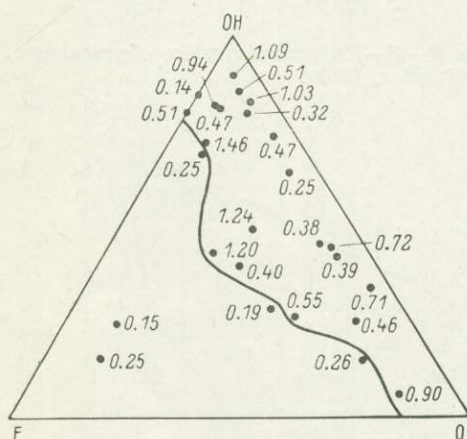


Рис. 4. Распределение Cl (в отн. атомн.%, см. табл. 2) на диаграмме F—OH—O.

ратура, тем больше его величина. Отмеченные закономерности находят подтверждение в экспериментальных и термодинамических данных. По Л. Л. Перчуку (1973, с. 185), в интервале от 0 до 2 кбар (и более) с ростом температуры от 527 до 1027° фугитивность кислорода растет, а фугитивность воды убывает (рис. 7). Прямые экспериментальные исследования А. И. Цветкова и В. П. Вальяшихиной показали, что при нагревании в вакууме биотит теряет водород, превращаясь из гидроксилбиотита в оксибиотит. Увеличение доли F связано прежде всего с ростом его содержания в исходном расплаве, флюиде или субстрате (Munoz, Eugster, 1969).

Таким образом, биотиты золотоносных интрузий формировались при максимальной фугитивности кислорода в широком интервале температур от 500 до 1000° С и при низком содержании F в системе. Для низких температур характерны гидроксил-биотиты, для высоких — оксибиотиты в золотоносных интрузиях. Условия формирования биотитов молибдено- и меденосных интрузий наиболее близки к только что рассмотренным, но они допускают большее содержание F в системе. Для биотитов вольфрамоносных интрузий значительно более характерны гидроксилбиотиты с повы-

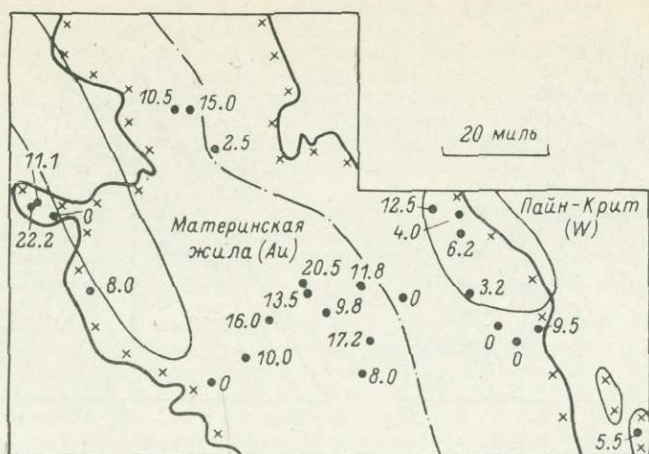


Рис. 5. Распределение содержаний атомов кислорода (в отн. атомн. %) в позиции [ОН, F] в биотитах центральной части батолита Сьерра-Невада (США).

шенным содержанием F (чем оксибиотиты), формировавшиеся при умеренных и низких значениях  $fO_2$  и  $T = 500-700^\circ C$ . Биотиты оловоносных и редкометалльных интрузий формировались в основном при температурах  $600-700^\circ$ , минимальной фугитивности кислорода и максимальном содержании F в системе. Пониженное содержание F и несколько повышенное количество O отмечается в биотитах тех же интрузий, с которыми связано оловянное оруденение с высоким содержанием борной минерализации.

Термодинамические условия и газовый режим формирования интрузивных биотитов ближе всего отражают, по-видимому, обстановку мобилизации, экстракции из магмы (и из вмещающих пород) металлов флюидной фазой и обстановку транспортировки, но не обстановку гидротермального отложения минералов. Для мобилизации и переноса Au необходимо окислить его до состояния  $Au^{3+}$  ( $Au^+$ ); ион  $AuCl_4^-$  устойчив при максимально окислительных условиях (Гаррелс, Крайст, 1968). Для мобилизации и гидротермального транспорта Sn, W и некоторых редких металлов прежде всего благоприятно высокое содержание F в системе, в то время как для среды переноса и транспортировки Mo и Au более необходим Cl. Все это соответствует современным представлениям о среде и формах переноса (Трошин, 1978).

**Выводы.** Для биотитов золотоносных интрузий характерно пониженное содержание F (в основном менее 20 отн. атомн. % в позиции [ОН, F]). Чем выше температура образования этих биотитов, тем меньше в них содержание ОН и больше О в позиции [ОН, F], вплоть до полного преобладания (до 80%). К этим биотитам близок состав биотитов молибденоносных интрузий, но среди последних встречаются биотиты с несколько повышенным содержанием F (до 30%) и не наблюдаются биотиты с очень высоким содержанием О в позиции [ОН, F] ( $O \leq 65\%$ ). Для биотитов вольфрамоносных интрузий характерны более высокие содержания F (до 40%), повышенные концентрации ОН и низкое содержание О в позиции [ОН, F] ( $O \leq 30\%$ ). В биотитах оловоносных интрузий еще более уменьшается количество О и возрастает роль F (до 75%). Доля F может быть и небольшой в этом типе биотитов, если отмечается большая роль борной минерализации в оловорудных месторождениях. Для биотитов редкометалльных интрузий характерно резкое преобладание F по сравнению с содержанием ОН и О; вместо биотитов часто развиваются литиевые слюды с очень высоким содержанием F. Повышенное содержание Cl более характерно для биотитов и молибдено-, меде-, вольфрамо- и золотоносных интрузий. Биотиты золотоносных интрузий формировались при максимальной летучести кисло-



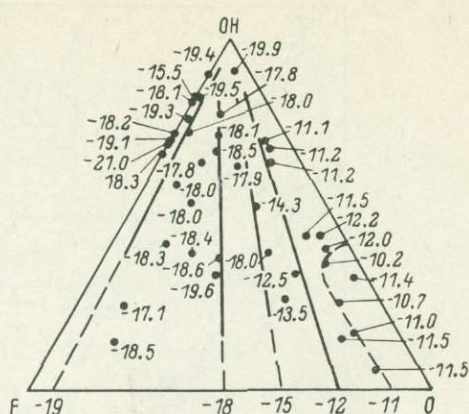
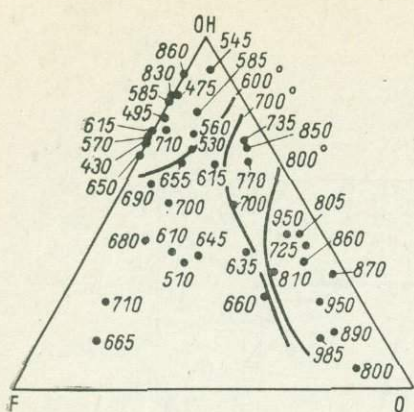


Рис. 6. Связь между F—OH—O составом биотита и  $fO_2$ —T условиями образования биотита при 1 кбаре.

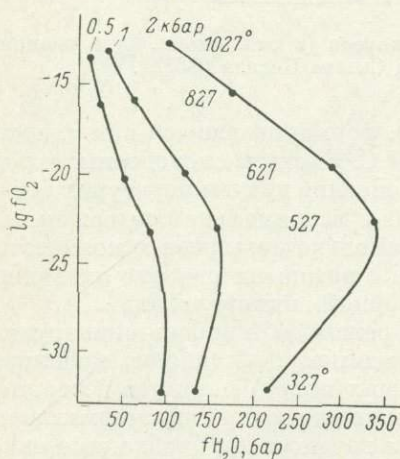


Рис. 7. Фугитивность  $H_2O$  и  $O_2$  в смеси газов при разных давлениях и температурах в условиях буфера Ni—NiO (по Л. Л. Перчуку, 1973).

рода, а биотиты оловоносных и редкометалльных интрузий — при минимальной, что следует из анализа содержаний  $Fe^{3+}$ ,  $Fe^{2+}$  и Mg в биотитах.

Таким образом, в целом наблюдается корреляция между характером металлогенической специализации интрузий и особенностями распределения летучих компонентов в биотитах. Характер этой корреляции согласуется с современными представлениями о формах переноса и среде, благоприятной для мобилизации и транспорта металлов гидротермальным флюидом.

### Литература

Антонов А. Ю., Кузьмин М. И. Биотиты из мезозойских гранитоидов Токско-Нуямского массива Станового хребта. — В кн.: Вопросы минералогии и геохимии изверженных пород Восточной Сибири. Иркутск, 1976, с. 70—80.

Борсук А. М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М., «Наука», 1979. 300 с.

Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М., «Мир», 1968. 368 с.

Иванов В. С. О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотита в гранитоидах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 7, с. 20—30.

Коваль П. В. Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. Новосибирск, «Наука», 1975. 258 с.

Козлов В. Д., Свядковская Л. Н., Карпов И. К. Слюды магматитов Забайкалья. Новосибирск, «Наука», 1978. 149 с.

Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М., «Наука», 1973. 317 с.

Петрова З. И., Пожарицкая Л. К., Ройзенман В. М., Роненсон Б. М., Утенков В. А. Метаморфический комплекс Алданских месторождений флогопита. Новосибирск, «Наука», 1975. 150 с.

Руб М. Г., Павлов В. А., Гоневчук Г. А., Гоневчук В. Г. Вулкано-плутонические ассоциации Комсомольского оловорудного района. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 12, с. 64—77.

Ситни А. А., Разина Н. С. О химическом составе литиевых слюд из метасоматически измененных гранитов. — Геохимия, 1963, № 7, с. 695—699.

Трошин Ю. П. Геохимия летучих компонентов в магматических породах, ореолах и рудах Восточного Забайкалья. Новосибирск, «Наука», 1978. 172 с.

Трошин Ю. П. Зональное распределение летучих компонентов в апикальных частях гранитоидных интрузивов и зональность оруденения. — Геол. рудн. месторожд., 1976, № 4, с. 11—21.

Ушакова Е. Н. Биотиты метаморфических пород. М., «Наука», 1971. 345 с.

Фатьянов И. И. Особенности распределения некоторых элементов в породах верхнемезозойского вулкано-плутонического комплекса бассейна верхнего течения реки Селемджа (Прямурье). — В кн.: Геохимия золота. Владивосток, 1978, с. 92—99.

Флеров Б. Л., Трунилина В. А., Яковлев Я. В. Оловянно-вольфрамовое оруденение и магматизм Восточной Якутии. М., «Наука», 1979. 275 с.

Цветков А. И., Вальяшихина Е. П. Материалы по термическому исследованию минералов. III. Слюды. М., Изд-во АН СССР, 1956. 108 с.

Шеремет Е. М., Гормашева Г. С., Легейдо В. А. Геохимические критерии продуктивности потенциально рудоносных гранитоидов гуджирского интрузивного комплекса Западного Забайкалья. — Геохимия, 1973, № 10, с. 1490—1501.

Best M. G., Merly E. L. P. Composition and crystallization of main minerals in the Guadalupe igneous complex, California. — Amer. Miner., 1967, v. 52, N 3—4, p. 436—474.

Dodge F. C. W., Smith V. C., Mays R. E. Biotites from granitic rocks of the Central Sierra Nevada batholith, California. — J. Petrol., 1969, v. 10, p. 2, p. 250—271.

Kesler S. E., Issigonis M. J., Brownlow A. H., Damon P. E., Moore W. J., Northcote K. E., Preto V. A. Geochemistry of biotites from mineralized and barren intrusive systems. — Econ. Geol., 1975, v. 70, p. 559—567.

Lanier G., Raab W. J., Folsom R. B., Cone S. Alteration of equigranular monzonite, Bingham mining district, Utah. — Econ. Geol., 1978, v. 73, p. 1270—1286.

Larsen E. S., Draisin W. M. Composition of the minerals in the rocks of the Southern California batholith. — In: International Geological Congress. Report of the eighteenth session Great Britain, 1948. Part II. London, 1950, p. 66—79.

Munoz J. L., Engster H. P. Experimental control of fluorine reactions in hydrothermal systems. — Amer. Miner., 1969, v. 54, N 5—6, p. 943—959.

Noble J. A. Metal provinces of the Western United States. — Geol. soc. Amer. bull., 1970, v. 81, N 6, p. 1607—1624.

Weed W. H. Granitic rocks of Butte, Montana and vicinity. — J. Geol., 1899, v. 7, p. 737—750.

Wones D., Engster H. Stability of biotite: experiment, theory and application. — Amer. Miner., 1965, v. 50, N 9, p. 1228—1272.

## НЕКОТОРЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТОИДОВ НА ОСНОВЕ ИНФОРМАЦИИ ПО ТИПОМОРФИЗМУ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ (на примере гранитоидов Украинского щита)

Широкое распространение гранитоидов в природе и связь с ними (генетическая или парагенетическая) многих видов полезных ископаемых не снимает с повестки дня лаконично сформулированный А. П. Виноградовым вопрос (Таусон, 1977, с. 245): «В каких условиях и какой гранит может давать руду?».

В проблеме связи оруденения с магматизмом наметилось на основе работ Г. Д. Афанасьева (1950) и Ю. А. Кузнецова (1960) два основных направления — формационный анализ (Бельков и др., 1972; Руб и др., 1976; Изох, 1978, и др.) и геохимический анализ (Беус, 1963; Барсуков, 1964; Таусон, 1977, и др.). В последнее время в этой проблеме все больший удельный вес приобретают минералогические исследования (Гинзбург, 1954, 1971, 1978; Гинзбург, Матиас, 1972; Руб и др., 1971, 1975, 1978; Ляхович, 1979; Козлов и др., 1978, и др.) и уже сейчас можно говорить о тенденции обособления в ней минералогического направления, обогащающего наиболее рациональный комплексный метод (Гинзбург, Иовчева, 1975) определения рудоносности гранитоидов. Теоретической основой для разработки минералогических критериев оценки рудоносности геологических объектов, в том числе гранитоидов, является учение о типоморфизме минералов.

Исходными предпосылками разрабатываемого нами подхода к оценке рудоносности гранитоидов являются следующие положения:

1. Рудоносность гранитоидов определяется в конечном счете масштабом проявления процессов эманационной дифференциации магматического вещества и эманационного концентрирования полезных элементов в остаточных расплавах (Таусон, 1977).

2. Эманационная дифференциация магматических систем отражается на щелочности—кислотности среды минералообразования, т. е. допускается, что рН среды (при прочих равных условиях) зависит от состава и количества летучих компонентов (Коржинский, 1960).

При таком подходе важное значение приобретают минералогические рН-метры, среди которых применительно к гранитоидам наиболее изученными (информативными) в настоящее время являются Mg-Fe слюды, кварц и в меньшей мере полевые шпаты.

Сопоставление данных по железистости и глиноземистости слюд и содержанию Al—O<sup>-</sup> центров в ассоциирующемся с ними кварце (эти показатели являются наиболее чувствительными типоморфными признаками рН среды) с теоретическими представлениями и экспериментальными данными по флюидному режиму гранитообразования (Говоров, 1977; Маракушев, 1975) показывает, что заключительная стадия становления гранитоидных интрузий Украинского щита совершалась в различных условиях кислотности—щелочности. Если судить по глиноземистости биотитов, то щелочная стадия, фиксирующая обычно хорошее начало потенциальной рудоносности интрузивов, заметно проявлена в рапакиви, рапакививидных гранитах, неизмененных разновидностях апогранитных массивов и в токовских гранитах. Низкоглиноземистой Mg-Fe слюде этих пород часто сопутствует кварц с высоким содержанием Al—O<sup>-</sup> и E центров и обладающий интенсивной термолюминесценцией. Очень важной (обычно решающей) с практической точки зрения является следующая за щелочной кислотная стадия, которая в одних случаях накладывает

Обобщенная схема распределения полилитических модификаций слюд на вертикальном разрезе интрузии редкометальных гранитов (составлена по данным изучения слюд из гранитов и метасоматитов Украинского щита).

Волнистой линией (примерно на середине интрузии) показан уровень эрозионного среза, который испытали граниты каменно-могильского типа в Приазовье.



вается на интрузивы, ранее испытывавшие становление в щелочных условиях (апограниты), в других (многофазные интрузии) — проявлена в поздних дифференциатах (Коростенский плутон), в третьих — четко не фиксируется (анатектические граниты).

Интенсивное проявление кислотной стадии сопровождается растворением в флюиде металлов, которые потом могут осадиться в форме собственных минералов в промышленных количествах. Степень ее проявления можно оценить, используя следующую эмпирическую закономерность: чем выше степень преобразования гранитов в кислотную стадию, тем ниже содержание  $Al-O^-$  центров в кварце и выше содержание  $Al_{VI}$  в Mg-Fe-слюде. В формульном выражении это будет показатель  $pH$  (отн. ед.) =

$$= \frac{Al_{VI} \text{ слюды}}{Al-O^- \text{ кварца}}$$

теоретической основой которого является универсальная

кристаллохимическая закономерность (Соболев, 1948): алюминий в кислой среде проявляет свойства катиона  $Al^{3+}$ , предрасположенного к приобретению шестерной координации, которая реализуется в слюдах; в щелочной среде он склонен к образованию аниона  $[AlO_4]^{5-}$  и вхождению в тетраэдры. Чем выше значение указанного показателя, тем интенсивнее проявлена кислотная стадия изменения гранитов и тем больше вероятность рудогенерирующей способности интрузии. Так, для кварцево-сидерофиллитового парагенезиса измененных гранитов Украинского щита, с которыми связано промышленное редкометальное оруденение,  $pH$  (в отн. ед.) наиболее высокий (достигает 50). В менее перспективных гранитах каменномогильского типа он на один-два порядка ниже.

Показательной является ситуация в Коростенском плутоне. Как уже отмечалось, рапакививидные граниты (ранняя фаза) кристаллизовались в среде повышенной щелочности. Этот факт и высокий уровень содержания фтора, редких и рассеянных элементов в лепидомелане и гранитах в целом (Лазаренко и др., 1973) дают основание предполагать потенциальную рудоносность более поздних дифференциатов плутона — камерных пегматитов, гранитов лезниковского типа и других образований, которые на самом деле несут признаки редкометальных гранитов. Возникает вопрос: почему в пределах одной формации в одном случае образуются камерные пегматиты, в другом — редкометальные граниты, а не редкометальные пегматиты? Здесь мы должны прежде всего обратиться к анализу глубинности образования гранитоидов плутона. По петрографическим данным (Соболев, 1947) и типоморфным особенностям минералов (Лазаренко и др., 1973), они кристаллизовались в гипабиссальных условиях, которые благоприятны для образования камерных пегматитов (Гинзбург, Родионов, 1960) и «запрещены» для формирования редкометальных пегматитов (Гинзбург, Фельдман, 1976). Отсюда вытекает два важных вывода:

1) камерные пегматиты являются изофациальными (по глубинности) образованиями с редкометальными гранитами;

2) массивы редкометальных гранитов Украинского щита (Приазовье, Пержанский район, Коростенский плутон) бесперспективны на обнаружение в близповерхностных зонах редкометальных пегматитов.

Различная рудная специализация поздних фаз гранитоидов (в пределах одной фации глубинности) обусловлена временем выделения и условиями локализации летучих компонентов, в свою очередь определяющимися геолого-тектоническими условиями становления интрузивов. Непосредственно рудоносными могут быть дайкообразные тела низкотемпературных гранитов, для которых характерны: а) литиево-железистый состав слюд — протолиитонит, циннвальдит; б) наличие в кварце расплавных включений, гомогенизирующихся при низких температурах (600—650° С); в) изначальная (?) кристаллизация кварца в тригональной модификации.

Решение проблемы рудоносности гранитоидов подразумевает также прогнозирование их металлогенической специализации, т. е. минералы каких металлов можно ожидать в связи с той или иной интрузией, обладающей признаками рудоносности. Для этой цели обычно используется состав и содержание элементов-примесей в породообразующих минералах. Для биотита, в частности, установлена следующая эмпирическая закономерность (в общей форме вытекающая из закона действия масс): он отличается повышенным содержанием тех элементов, которые определяют рудоносность интрузии, т. е. в оловянных гранитах биотит характеризуется повышенной против кларка концентрацией Sn, в вольфрамовых — повышенным содержанием W и т. д. Однако эта закономерность имеет и немало исключений (Ляхович, 1973). Поэтому возникает необходимость привлечения более широкой информации.

Здесь перспективными представляются те типоморфные особенности минералов, которые отражают форму переноса металлов (комплексные соединения) в флюиде. Однако решение этой проблемы тормозится отсутствием исчерпывающих данных по химии водных систем, содержащих рудные компоненты при повышенных *T* и *P* (Ходаковский, 1979). Существенную помощь могут оказать данные по включениям минералообразующей среды, скорректированные с экспериментальными исследованиями. Например, в зоне бериллиевой акцессорной минерализации кварц и слюды отличаются повышенным содержанием углекислоты (данные ИК спектроскопии и термобарогеохимии), что дает основание предположить углекисло-кремнисто-щелочной состав флюидов, растворявших бериллий, и перенос его в виде карбонатнощелочного комплекса. В редкометальных гранитах Приазовья иная ситуация. Их эманации, судя по включениям минералообразующей среды, были бедны углекислотой, но обогащены галогенидами и, как следствие, граниты несут в основном Ta-Nb минерализацию.

Одной из главных задач изучения рудоносных гранитов является установление степени их метасоматического преобразования, выражающегося в вертикальной минералогической зональности. При полном наборе зон наиболее важными (оруденелыми) в прикладном отношении являются верхние (апикальные) части массивов. По наличию или отсутствию типоморфных минералов зон можно судить об относительной глубине эрозионного среза интрузива и отсюда — о его перспективности.

Проиллюстрируем эту мысль данными по слюдам, присутствующим во всех зонах в форме соответствующих политипных модификаций (см. рисунок). Анализ рисунка позволяет заключить: а) в Пержанском районе Украинского щита зональность измененных гранитов наиболее полная, эрозионный срез небольшой и проявлен локально; б) в Приазовье (граниты каменномогильского типа) зональность неполная, верхние наиболее продуктивные зоны снесены относительно глубокой эрозией (см. волнистую линию на рисунке); в) в Коростенском плутоне эрозионный срез лезни-

ковских гранитов, по предварительным данным, еще больше, чем в Приазовье.

Кратко коснемся также минералогических критериев оценки пегматитовосности гранитов, которые пространственно и генетически связаны с пегматитами. На примере гранитов Коростенского плутона установлено, что кварц промышленно пегматитовосных разновидностей гранитов отличается от кварца других гранитов концентрацией  $Al-O^-$  центров и характером термолюминесценции, в частности, преобладанием литиевых центров захвата, свойственных в такой же мере кварцу продуктивных пегматитов. Как вспомогательные критерии представляют интерес данные по содержанию акцессорного лития в полевых шпатах и их рентгеновской триклинности (Лазаренко, Павлишин, 1977). Для оценки пегматитовосности гранитов важно знать также распределение в них и их минералах фтора (Лукашев, 1969; Юсупов, 1969), углекислоты, органического вещества (Калюжный, Ковалишин, 1967; Калюжный, 1975; Багмут и др., 1977, и др.). Для поисков пегматитов, залегающих не в материнских породах (гранитах), а в породах иного, резко отличного состава, наряду с типоморфными особенностями минералов важное значение приобретают типоморфные минералы (Суслова, 1963; Гинзбург, Матиас, 1972).

Отметим основные выводы:

1. Необходимым условием формирования рудоносной редкометальной интрузии (апогранитная формация) является проявление в процессе ее преобразования кислотной стадии, степень воздействия которой можно оценивать по минералогическим рН-метрам. В пределах Украинского щита такими интрузиями являются граниты пержанского, каменногильского и лезниковского типов, однако их практическая значимость различна в связи с неодинаковым эрозийным срезом.

2. В анатектических гранитах (житомирских, кировоградских, уманских и др.), преобладающих на территории Украинского щита, эманационная дифференциация проявлена очень слабо. Никаких стадий минералообразования, различающихся по кислотности—щелочности, в них не удастся выделить. По этой причине анатектические граниты Украинского щита, как и других регионов (Бельков и др., 1972; Сидоренко, Ляхович, 1975; Таусон, 1977, и др.), нерудоносны. Практический интерес в таких гранитах могут представлять зоны активизации и базификации. С этой точки зрения заслуживают внимания токовские граниты.

3. Поля проявления редкометальных гранитов бесперспективны на обнаружение в близповерхностных зонах редкометальных пегматитов, но перспективны на редкометальные дайкового типа низкотемпературные граниты.

4. Если в пределах одной формации рудоносных гранитоидов породообразующие минералы «несут» различную генетическую информацию, то в ее пределах можно ожидать различные виды полезных ископаемых.

## Литература

Афанасьев Г. Д. О некоторых вопросах петрографии в связи с металлогеническими обобщениями. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 4, с. 53—66.

Багмут Н. Н., Павлишин В. И., Литовченко А. С., Матяш И. В., Прошко В. Я. Органическое вещество в щелочных полевых шпатах камерных пегматитов и вмещающих их гранитов. — ДАН УССР, 1977, сер. Б, № 10, с. 871—874.

Барсуков В. Л. О металлогенической специализации гранитоидных интрузий. — Тр. Геохим. конфер. «Химия земной коры», посвящ. 100-летию со дня рождения В. И. Вернадского. Т. II. М., Изд-во АН СССР, 1964, с. 196—214.

Бельков И. В., Батиева И. Д., Ветрин Р. В., Виноградов А. Н., Виноградова Г. В., Дубровский М. И. Металлогеническая специализация гранитоидных формаций Кольского полуострова и вопросы потенциальной рудоносности магматических и метаморфических комплексов докембрия. Апатиты, 1972, с. 11—15.

Беус А. А. Геохимический анализ явлений высокотемпературного послемагматического метасоматоза и рудообразования в гранитоидах. — Тр. Геохим. конфер. «Химия земной коры», посвящ. 100-летию со дня рождения В. И. Вернадского. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 178—194.

Гинзбург А. И. О минералах — геохимических индикаторах и их значении при поисках руд редких металлов в пегматитах. — ДАН СССР, 1954, т. 98, № 2, с. 233—235.

Гинзбург А. И. Роль минералогических исследований в решении практических задач геологоразведочной службы. — Разв. и охрана недр, 1971, № 4, с. 12—18.

Гинзбург А. И. Минералогические методы и критерии при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых. — ЗВМО, 1978, вып. 4, с. 385—397.

Гинзбург А. И., Иовчева Э. И. Критерии рудоносности гранитоидов (на примере бериллия). — В кн.: Магматизм и полезные ископаемые. М., «Наука», 1975, с. 113—129.

Гинзбург А. И., Матиас В. В. Использование типоморфизма минералов в поисковых целях. — В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. М., «Недра», 1972, с. 26—30.

Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования гранитных пегматитов. — Геол. рудн. месторож., 1960, № 1, с. 45—54.

Гинзбург А. И., Фельдман Л. Г. Редкометалльные пегматиты и граниты. — В кн.: Очерки геологической петрологии. М., «Наука», 1976, с. 274—284.

Говоров И. Н. Термодинамика ионно-минеральных равновесий и минералогия гидротермальных месторождений. — М., Наука, 1977. 239 с.

Изох Э. П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. — М., «Недра», 1978. 136 с.

Калужный В. А. Генезис пегматитов занорышевого типа, критерии их поисков и оценки. — Геол. журн., 1975, Т. 35, № 5, с. 48—57.

Калужный В. А., Ковалишин З. И. О закономерностях распределения углеродсодержащих газов в околонегматитовых гранитах и кварце занорышевых пегматитов УКЦ. — Изучение геохимии глубинных растворов по углеродсодержащим реликтам и парагенезисам минералов. Сер. геол. и геохим. горячих ископ., 1967, вып. 9, с. 5—21.

Козлов В. Д., Сवादковская Л. Н., Карпов И. К. Слюдь магматитов Забайкалья (вопросы генезиса и рудоносности гранитоидов). Новосибирск, «Наука», 1978. 150 с.

Коржипский Д. С. Кислотность—щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 21—30.

Кузнецов Ю. А. Основные закономерности тектонического размещения и классификация магматических формаций. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 93—104.

Лазаренко Е. К., Павлишин В. И. Роль минералогических исследований в повышении эффективности геологоразведочных работ. — ЗВМО, 1977, вып. 1, с. 17—30.

Лазаренко Е. К., Павлишин В. И., Латыш В. Т., Сорокин Ю. Г. Минералогия и генезис камерных пегматитов Волыни. — Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1973. 359 с.

Лукашев А. Н. Фтор-биотиты как один из признаков хрустале-флюоритности гранитных массивов. — Тр. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та синтеза минер. сырья. М., «Недра», 1969, т. XI, с. 109—111.

Ляхович В. В. О биотите как индикаторе рудоносности гранитоидов. — Геол. рудн. месторожд., 1979, № 1, с. 41—50.

Маракушев А. А. Проблема рудоносности интрузий гранитоидов. — В кн.: Гранитообразование и летучие. Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, Свердловск, вып. 120, 1975, с. 65—75.

Руб М. Г., Боярская Р. В., Горшков А. И., Павлов В. А., Руб А. К., Тронева Н. В. Типоморфные особенности слюд и кварца рудоносных гранитоидов. — В кн.: Состав и структура минералов как показатели их генезиса. М., «Наука», 1978, с. 61—75.

Руб М. Г., Павлов В. А., Говоров И. Н. О формационных типах рудоносных гранитоидных комплексов. — В кн.: Очерки геологической петрологии. М., «Наука», 1976, с. 289—299.

Руб М. Г., Руб А. К., Лосева Т. И. Слюдь как индикаторы рудоносности гранитоидов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 10, с. 73—85.

Руб М. Г., Руб А. К., Павлов В. А. Слюдь как индикаторы формирования и рудоносности гранитоидов. — В кн.: Магматизм и полезные ископаемые. М., «Недра», 1975, с. 130—135.

Сидоренко А. В., Ляхович В. В. Пара- и ортогранитоиды. — Сов. геол., 1975, № 7, с. 3—16.

Соболев В. С. Петрология восточной части сложного Коростенского плутона. — Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1947. 137 с.

С о б о л е в В. С. Энергия кристаллической решетки и законы распределения ионов в минералах. — Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, 1948, № 2, с. 25—42.

С у с л о в а С. И. Первичные ореолы редких щелочей и их значение при поисках «слепых» жил редкометальных пегматитов. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и рудообразования. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 172—180.

Т а у с о н Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. — М., «Наука», 1977. 280 с.

Х о д а к о в с к и й И. Л. Формы переноса элементов в гидротермальных растворах. — Тез. Всесоюз. совещ. «Геохимия гидротермального рудообразования», М., 1979, с. 19—21.

Ю с у п о в С. Ш. Хрусталеносность пегматитов в связи с концентрацией фтора во вмещающих гранитах. — Геол. и геофиз., 1969, № 11, с. 136—138.



## ОЦЕНКА ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ОЛОВА И ЗОЛОТА КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

Гранная форма кристаллов, особенно при возможности экспрессной фотодокументации (Глазов, 1972), представляет собою объект исследования, который позволяет непосредственно производить оценку гидротермальных рудопроявлений. Если иметь дело с одним и тем же минералом, т. е. считать структурный фактор огранения постоянным, все нарушения формы кристаллов можно относить на счет изменения среды кристаллизации. Корректная генетическая интерпретация формы природных кристаллов в настоящее время отсутствует (Гликин, Глазов, 1979). Однако во все времена несовершенство минералогических представлений о природе рудообразующих растворов не была препятствием к нахождению месторождений. Если становилась известной достоверная эмпирическая картина, содействующая концентрации нужного минерала, поиски сразу обретали верное направление независимо от того, было ли это подтверждено экспериментально.

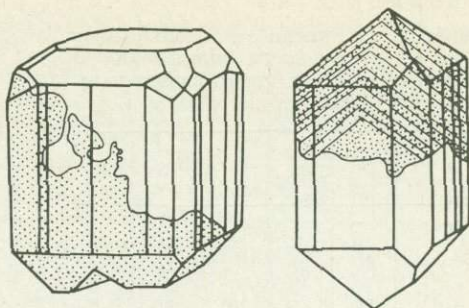
Известная минералагам закономерно-изменчивая форма природных кристаллов при всей ее генетической загадочности может быть использована прежде всего в качестве реперов процесса зонального рудоотложения. Ориентация в оруденелом пространстве по морфологии кристаллов может происходить по тому же принципу, который заложен во всех действующих минералого-геохимических методах оценки уровня эрозионного среза и протяженности оруденения на глубину: чем дальше от источника материнского раствора происходит кристаллизация, тем более поздние продукты она производит.

Консерватизм формы кристаллов минералов составляет другую привлекательную черту изучения морфологии в прикладных целях. При вторичном химическом изменении минерала затронутыми оказываются цвет, твердость, магнитность, проводимость, люминесценция и многие другие физические свойства, форма же кристаллов часто наследуется без каких-либо поправок на степень химического изменения (явление псевдоморфизации). Впечатляющий пример того, насколько проницаемой для вещественного обмена со средой является почти всегда дефектная кристаллическая решетка минералов, дает касситерит, теряющий окрашивающие его примеси под воздействием низкотемпературных гидротерм и даже поверхностных вод (рис. 1). Недооценка широкого распространения вторичных изменений минералов, чреватая ошибками в прогнозировании глубинного оруденения по соотношению типоморфных элементов и прочим параметрам, при работе с формой кристаллов в большинстве случаев не имеет никакого значения.

Важным, наконец, является и то, что наблюдение и документация формы кристаллов минералов часто могут быть сделаны в полевых условиях уже на стадии шлиховой съемки. Когда трудно обеспечить механическую сохранность внешнего вида окристаллизованных индивидов вследствие их весьма совершенной спайности (галенит, сфалерит) или чрезвычайной пластичности (золото), на помощь могут быть привлечены минералы-спутники, у которых окажутся качества, желательные для источника максимальной кристалломорфологической информации: отсутствие спайности или пластичности, высокая твердость, большой удельный вес и прозрачность.

**Техника полевого кристалломорфологического анализа.** Кристалломорфологический метод предполагает массовость опробования, представительность проб и быстроту их обработки. Начальный вес проб (от 2 до

Рис. 1. Вторично обесцвеченные кристаллы касситерита из россыпи р. Мерек (Дуссе—Алинь).



5 кг) должен обеспечить выход рудного концентрата в объеме 0.5—1 см<sup>3</sup>. Собственно кристалломорфологическому анализу сотен проб в полевой сезон предшествует труд по отбору, доставке, дроблению и отмывке хвостов бороздовых проб до серых шлихов. Серые шлихи доводятся в полевой лаборатории до рудного концентрата любыми методами (магнитной и термомангнитной сепарацией, делением в тяжелых жидкостях, продувкой и прочими). Рабочая фракция концентрата содержит зерна размером 0.25—1 мм. Далее концентрат поступает минералогу-аналитику. Концентрат просматривается под бинокулярной лупой и из него отбираются подряд все зерна с сохранившейся огранкой. Отобранные кристаллы классифицируются по принадлежности к одному из пяти условных кристалломорфологических типов (см. ниже), внутри каждой однотипной группы подсчитывается число кристаллов. Деление кристаллов на морфологические типы I, II, III, IV и V производится по характерной комбинации граней, способных опознаваться без гониометрического вмешательства. Гониометрические исследования проводятся только тогда, когда возникает надобность в определении символов второстепенных, но чем-либо примечательных граней. Все кристаллы зонально-секториального строения, отличающиеся друг от друга, зарисовываются в выбранном масштабе. Записываются также общее число проб в опробованном рудном интервале и общее число наблюдавшихся кристаллов в каждой пробе. В течение рабочего дня подготовленный минералог анализирует от 8 до 12—20 проб.

Данные кристалломорфологического анализа наносятся на геологические карты и разрезы в виде значков процентного соотношения разнотипных кристаллов в пробе или серии проб, а также в виде оценок этого соотношения в баллах:

$$X = (2 \cdot V + IV) - (II + 2 \cdot I).$$

Здесь I—V — процентное содержание кристаллов соответственных кристалломорфологических типов при условии, что тип I — самый ранний, а тип V — самый поздний. При достаточном количестве точек с известными значениями X строятся изолинии, наглядно отражающие пространственное распределение кристаллов разного габитуса. Для цветного изображения кристалломорфологических ореолов принимается следующая градация X: «горячие» пробы — (+200)—(+100), (+100)—(+50); «теплые» пробы — (+50)—0, (0)—(—50); «холодные» пробы — (—50)—(—100), (—100)—(—200).

Статистическая достоверность кристалломорфологических наблюдений зависит от числа отбираемых проб и количества наблюдаемых в пробе кристаллов (Новикова, 1976, и др.). Для определения необходимого числа проб используется формула

$$n \geq \frac{K_p^2 S^2}{\Delta^2}.$$

Здесь  $K_p$  — табличное значение аргумента интеграла вероятности;  $n$  — число проб однотипных пород, которые надо наблюдать при среднеквадратичном отклонении  $S$  балла  $X$ , чтобы ошибка определения  $X$  с доверительной вероятностью  $p$  не превосходила заданную величину  $\Delta$ . Результаты расчетов числа проб для двух значений  $\Delta$  при  $p=0.95$  при-

Таблица 1

Зависимость числа  $n$  необходимых проб от погрешности определения  $\Delta$  и дисперсии  $S$  их кристалломорфологической балльности

$\Delta$	$S$	$n$	$\Delta$	$S$	$n$
10	5	1	20	10	1
	10	4		15	2
	15	9		20	4
	20	15		25	6
	25	24		30	9
	30	35		35	12
	35	47		40	15

Таблица 2

Число  $z$  случайных кристаллов, необходимых для кристалломорфологического анализа при известном содержании  $P_{\max}$  доминирующего типа

$P_{\max}$	$z$	
	$p = 0.95$	$p = 0.68$
0.3	71	19
0.35	35	9
0.4	20	5
0.5	9	3
0.6	6	2
0.7	5	1
0.8	3	—
0.9	2	—

ведены в табл. 1. При решении задачи о необходимом числе кристаллов используется формула

$$N_{\min} \geq P_v \left( \frac{1}{M} \right) \cdot z + 0.5,$$

где  $N_{\min}$  — минимальное число однотипных кристаллов, которые надо наблюдать в пробе, содержащей все возможные типы кристаллов, для того чтобы с доверительной вероятностью  $p=0.95$  утверждать, что данный тип в пробе преобладает;  $P_v$  — вероятность встречи данного типа;  $M$  — число возможных типов кристаллов;  $z$  — объем выборки. Соотношение  $N_{\min}$  и  $z$  для случая одновременного присутствия в пробе пяти морфологических типов кристаллов следующее: 5—10, 8—20, 16—50, 22—75, 28—100, 52—200, 63—250, 74—300.

Если вероятность  $P_{\max}$  встречи самого распространенного кристалломорфологического типа уже известна, то минимальное число случайно отобранных кристаллов, необходимых чтобы выявить преобладающий тип, находится из табл. 2, представляющей собой вариант рассмотренного выше. Из опыта массовых кристалломорфологических анализов, показывавших обычно островершинное распределение кристаллов по типам ( $P_{\max} > 0.4$ ), выявляется достаточность наблюдения в каждой пробе от 10 до 40 случайных ограниченных зерен концентрата. Проверку на достоверность проходят поэтому не все пробы, а только те, в которых кристаллов оказалось очень мало ( $z < 10$ ). Эмпирически также найдено, что при опробовании сечения жилы обычно достаточно отобрать в сводную пробу 10—15 частных проб однотипных пород (например, кварца или турмалинитов или их однородной смеси). Проб может быть меньше десяти при  $\Delta = \pm 25$  и более, как это принимается при построении кристалломорфологических ореолов. В методических целях сопоставляются результаты кристалломорфологического анализа любых проб, в целях прогнозирования — только таких проб, которые принадлежат одному и тому же виду пород или жильного выполнения (табл. 3). Результаты кристалломорфологического анализа, полученные с  $p < 0.95$ , должны считаться ненадежными и приниматься во внимание только тогда, когда они повторяются при новом опробовании.

**Кристалломорфологические стандарты касситерита и минералов-спутников.** Особенностью природного минералообразования является реализация не всех возможных, а только немногих, очевидно, оптимальных вариантов кристаллогенезиса. Они характеризуются определенной последовательностью событий, которая именуется закономерностью (минералогической, геохимической, петрологической и др.). Лабораторные кристаллические „мутанты“ отличаются в морфологическом плане от своих

Таблица 3

Кристалломорфологический состав касситерита из проб однотипных пород по жиле Северной (Комсомольский район Хабаровского края)

Профиль	Место взятия пробы	Интервал опробования, м	Тип породы	Кристалломорфологический состав касситерита, %					Число наблюдавшихся кристаллов	Балл X	Изменение X на 100 м
				I	II	III	IV	V			
XIII	Скв. 12	351.4—356.7	A	0	0	16	39	45	18	+129	80
	Скв. 73	468.2—471.2	A	0	12	53	23	12	17	+35	
XVIII	Скв. 183	269.9—306.3	Б	0	5	60	32	3	65	+33	11
	Скв. 187	616.7—619.3	Б	0	14	76	10	0	21	-4	

Примечание. А — пропилит с сетью тонких прожилков кварца; Б — пропилит без прожилков кварца.

«нормальных», т. е. выросших естественным путем, собратьев чрезвычайно бедной огранкой. Они не могут быть поэтому признаны равноценными минералам, которые единственно имеют право представлять в деталях своего состава, строения, формы, местоположения и окружения природные процессы кристаллизации (Григорьев, Жабин, 1975).

Кристалломорфологический метод возник и разрабатывался на хорошо разведанных гидротермальных оловорудных жилах Комсомольского района Хабаровского края. Позднее стал анализироваться в большом количестве материал с соседних районов, а также из Якутск. АССР и Каряк. нац. окр. В настоящее время число кристалломорфологически проанализированных проб примерно с семидесяти оловорудных объектов достигает порядка 6 тыс., количество наблюдавшихся кристаллов — минимум 50 тыс. Описанные ниже и важные для понимания кристалломорфологического метода стандартные черты ограничения касситерита и его спутников при таком количестве наблюдений вряд ли могут быть существенно изменены дальнейшим расширением территории отбора проб. Именно на этих стандартных чертах, замеченных на касситерите, как на одном из представителей минералов гидротермального генезиса, строится кристалломорфологическая модель зонального рудоотложения, необходимая для разбраковки рудопроявлений.

**Индивидуальность касситерита.** Индивидуальность касситерита свойственно цветное зонально-секториальное строение, причем в такой степени, что его отсутствие заставляет подозревать проявление в месторождении мощных вторичных процессов, способствующих ликвидации окраски. Наиболее широкие (в среднем 8 мкм) и темные зоны быстрого роста наблюдаются по пинакоиду (рис. 2). На втором месте стоят зоны умеренного роста, принадлежащие основной тетрагональной дипирамиде  $\{111\}$ . Бледные узкие зоны медленного роста с переменным углом  $\rho$  образуют грани острых тетрагональных дипирамид  $\{hhl\}$ . Наконец, изредка можно увидеть тончайшую зональность по острой дитетрагональной дипирамиде  $\{hkl\}$ . Главные же по ретикулярной плотности и силе связи между атомами грани призмы  $\{110\}$  являются гранями торможения. Вследствие очень разного поведения граней касситерита основная масса захваченных им при росте примесей сосредоточена в пирамидах граней, образующих головку кристаллов.

В кристаллографически ориентированных препаратах на федоровском столике можно измерить угловую разницу в положении ныне существующих, заведомо известных граней и граней фантомов. Острейшие дипирамиды имеют угол с призмой  $\{110\}$  от 11 до  $2^\circ$ , что соответствует переходу

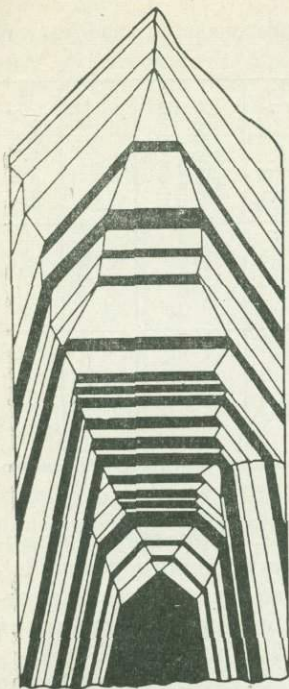


Рис. 2. Стандартное зонально-секториальное строение касситерита в плоскости  $\{110\}$ . Образец из жилы Главной (Комсомольский район).

в течение роста от  $\{552\}$  через  $\{771\}$  к  $\{18.18.1\}$ . Проследивая изменение контуров фантомов по направлению от центра кристалла к периферии, удастся реконструировать следующую выдержанную последовательность морфологических событий (I—V — стадии роста): I — существование самого раннего изометрического зародыша с гранями  $\{111\}$  → вытеснение граней  $\{111\}$  гранями острейших дипирамид; II — появление и разрастание пинакоида → первое исчезновение  $\{111\}$ ; III — зарастание острейших дипирамид в связи с появлением призмы  $\{110\}$  → зарастание пинакоида в связи с повторным появлением на кристалле граней  $\{111\}$ ; IV — исчезновение пинакоида → появление граней призмы  $\{100\}$  и дипирамиды  $\{011\}$ ; V — вытеснение граней призмы  $\{110\}$  гранями дитетрагональных призм  $\{hkl0\}$  → вытеснение граней  $\{111\}$  и  $\{011\}$  гранями дитетрагональных дипирамид  $\{hkl\}$  → появление тупых дипирамид  $\{0kl\}$ . Данную последовательность можно выразить также через ряд характер-

ных для каждой стадии роста комбинаций габитусных граней. Эти комбинации называются кристалломорфологическими типами касситерита и обозначаются номерами соответствующих стадий роста. Одна из эфемерных разновидностей IV типа является воплощением морфологически идеального кристалла, т. е. такого кристалла, форма которого соответствует закону Браве: все грани на нем принадлежат к числу плотных (Евзикова, 1976). Балл X для проб с преобладанием идеальных и близких к ним кристаллов, имеющих плотнейшие грани  $\{110\}$  в качестве габитусных (IV—III типы), составляет примерно +50. Эти же пробы оказываются обычно и самыми богатыми по содержанию  $\text{SnO}_2$ .

Ранний касситерит не имеет в огранении кристаллов призматических или остродипирамидальных плоскостей. Появление таких плоскостей приводит к анизотропии скоростей роста, тем большей, чем меньше отличается положение острейшей дипирамиды от положения призмы  $\{110\}$ . С появлением  $\{110\}$  кристаллы касситерита растут исключительно вдоль оси  $c$ . Из-за тормозящего действия  $\{110\}$  между степенью удлинения кристаллов  $c/a$  и длительностью их роста в меняющихся физико-химических условиях существует корреляция. Сильно удлиненные кристаллы касситерита не вырастают там, где рудоотложение происходило скоротечно, например с пропуском стадий развития в типах II или III, напротив, они весьма обычны в месторождениях с длительной и разнообразной по создавшимся парагенезисам историей минерализации.

Незаконмерные сростки касситерита. Наряду с кристаллами, ясно указывающими на непрерывность отложения  $\text{SnO}_2$  от момента зарождения в типе I до окончания роста в типе V, в тех же жилах встречаются незаконмерные сростки разнотипных кристаллов, сам факт существования которых является доказательством прерывистости рудоотложения (по-видимому, локального значения). Для сростков характерно нарастание более мелкого кристалла на более крупный, принадлежность мелкого кристалла к более позднему типу, наличие на гранях крупного кристалла молодого комбинационного рельефа (рис. 3). Комбинационный рельеф создается гранями, которые являются габитусными на выросшем

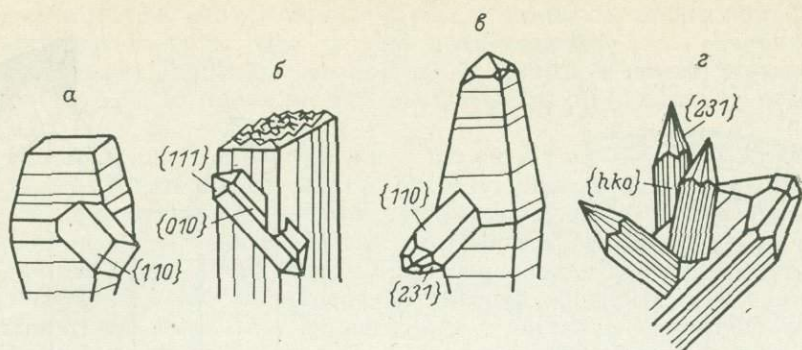


Рис. 3. Виды незакономерных сростков морфологически разнотипных кристаллов касситерита.

а-г — направления морфологической эволюции: а — II → III, б — III → IV, в — I → V, г — V' → V".  
Образцы из жилы Ягодной (Комсомольский район).

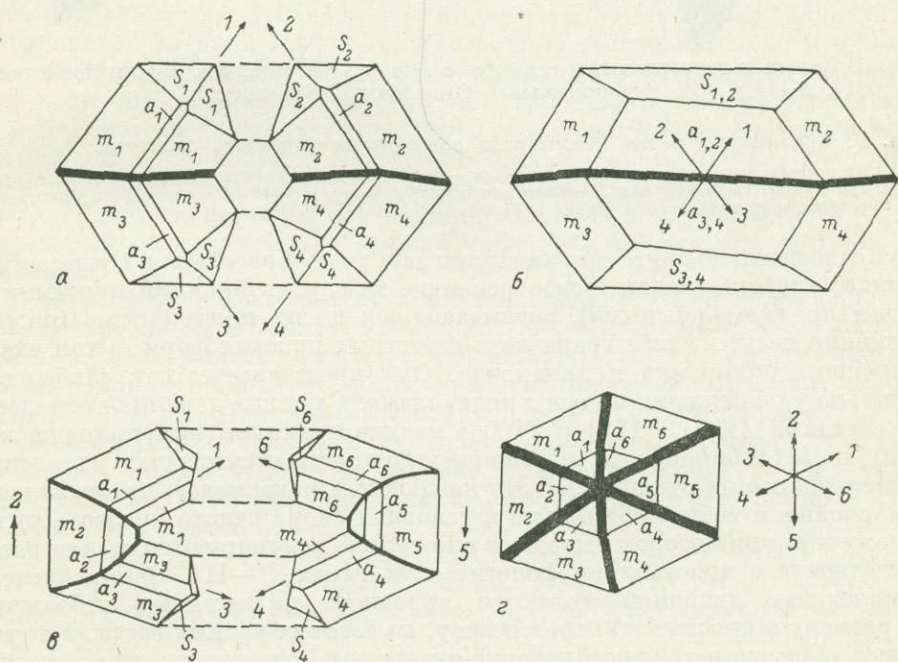


Рис. 4. Кристалломорфологическая ориентировка индивидов (1—6) в двойниках касситерита.

Стрелками показано направление осей с. Жирные линии — двойниковые швы. Простые формы,  $m$  {110},  $s$  {111},  $a$  {100}, а — простые двойники; б — четверник; в — простые тройники; г — шестерник.

кристалле. То обстоятельство, что кристалл-затравка не возобновлял свой рост в новых условиях, а нарастающий кристалл не унаследовал ориентировку затравки, говорит о перерождении атомной структуры поверхности затравки за время изоляции от рудоносного раствора. Тем не менее поверхность затравки приспосабливается к новому состоянию раствора созданием комбинационного рельефа, сближающего морфологически затравку с нарастающим кристаллом.

Двойники касситерита. Касситерит часто образует двойники из двух, трех, четырех и шести индивидов (рис. 4). Одинаковая величина, одинаковая внешняя и внутренняя морфология индивидов в двойнике свидетельствуют о том, что они закономерно сорентировались

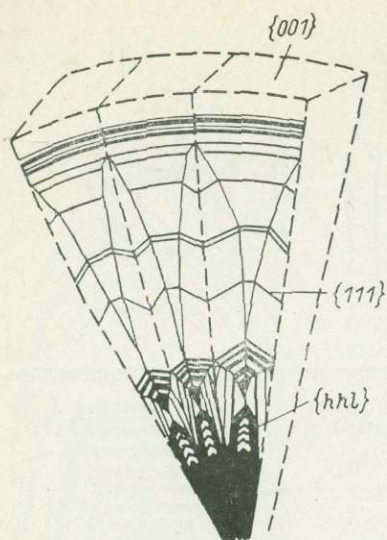


Рис. 5. Зонально-секториальное строение сферолита касситерита. Видны зоны роста по  $\{001\}$ ,  $\{111\}$ ,  $\{hhl\}$ . Рудопроявление Омот-Макит (Баджал).

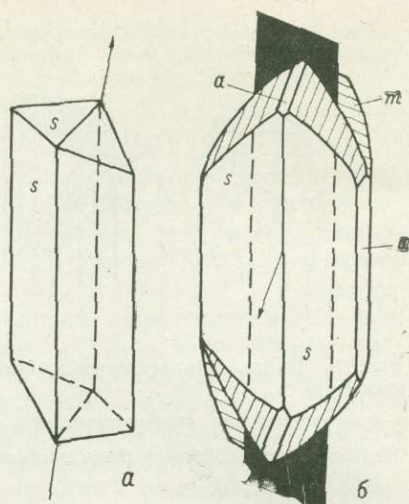


Рис. 6. Искаженные зерна касситерита ложнопризматического габитуса.

Стрелками показано направление осей  $c$ , черным — двойниковая плоскость. Простые формы:  $s$   $\{111\}$ ,  $m$   $\{110\}$ ,  $a$   $\{100\}$ .  $a$  — кристалл I кристалломорфологического типа;  $б$  — четверняк кристаллов IV кристалломорфологического типа.

друг относительно друга уже на стадии зародышеобразования. Существует, однако, глубокое генетическое различие между двойниками простыми и сложными (комплексными), сказывающееся на их морфологии. Простые двойники несут на себе грани всех известных простых форм, в том числе острейших дипирамид и пинакоида. Они представлены как слабо, так и сильно удлинёнными по оси  $c$  индивидами. Сложные двойники огранены плоскостями  $\{110\}$ ,  $\{111\}$  и  $\{100\}$ ; мелкие грани на них принадлежат  $\{hk0\}$  и  $\{hkl\}$ ; пинакоид и острейшие дипирамиды отсутствуют; удлинение индивидов всегда очень мало. Это наблюдение показывает, что комплексные двойники возникают только в условиях скоротечного процесса рудоотложения, при котором выпадают или сильно редуцируются стадии роста касситерита в кристалломорфологических типах II—III. В этом смысле комплексные двойники являются хорошими указателями небольших по размеру и простых по парагенезису, но богатых рудных гнезд, которые могут образовывать промышленно-интересные скопления при условии множества этих гнезд и их кучного расположения (штокверки).

**Сферолиты касситерита.** У вытягивающихся вдоль оси  $c$  кристаллов нередко возникают две или более головки. Какое-то время кристалл растет многоглавым, потом головки могут слиться снова в одну. Длительное расщепление кристаллов касситерита вдоль  $\{110\}$  в процессе роста, наблюдающееся обычно в близповерхностных месторождениях (Рундквист, 1958), приводит к образованию «колломорфных» руд. При достаточно грубом их строении в отдельных волокнах сферолитов можно различить зоны роста, соответствующие всем положенным стадиям морфологической эволюции индивидов касситерита (рис. 5). Сферолитовый касситерит не представляет собою, следовательно, нечто исключительное, а является усложненным вариантом обычных кристаллов, в которые и переходит, как только исчезнет причина, вызывающая расщепление (чередование «колломорфного» и «кристаллического» касситерита в рудах).

**Искаженные зерна касситерита.** В процессе роста кристаллы касситерита почти всегда снижают свою видимую симметрию из-за неравноценного развития граней одной и той же простой формы,

чаще всего {111} или {321}. Симметрию снижают также комплексные двойники касситерита. Они сильно вытягиваются вдоль двойникового шва и дают ложнопризматические (с ромбовидным сечением) кристаллические постройки, которые иногда ошибочно принимаются за отдельные индивиды (рис. 6).

**Минералы-спутники касситерита.** Ближайшими спутниками касситерита являются конституционно-родственные минералы, которые образуют в нем по зонам роста микроскопические твердые включения, придающие всем свойствам касситерита значение «типоморфных» (Доломанова и др., 1969). Вторыми по поисковому значению спутниками касситерита являются те минералы, которые образуют самостоятельные выделения, но, имея все же некоторое кристаллохимическое сходство с касситеритом, кристаллизуются примерно одновременно с ним (кварц, анатаз, ильменит, турмалин и апатит). К третьему разряду спутников следует отнести минералы, которые вследствие полной конституционной несхожести с касситеритом образуются в другое время, чем касситерит, и не дают поэтому с ним устойчивых парагенезисов (арсенопирит, пирит, халькопирит и другие сульфиды). В кристалломорфологическом плане самым подходящим дублером касситерита является анатаз, близкий по времени образования, тяжелый, прозрачный, зональный, высокосимметричный, находящийся в той же фракции шлихов, что и касситерит. Явления зонально-секториального строения, нарастания, возникновения комбинационного рельефа позволяют дать стандартный кристалломорфологический ряд и для анатаза: I — комбинация основной дигипирамиды с пинакоидом (тонкие пластинки); II — она же (толстые пластинки); III — она же (бочковидные кристаллы); IV — дигипирамидальные кристаллы; V — дигипирамидальные кристаллы, осложненные гранями призмы и тупых дигипирамид.

В табл. 4 приведены результаты одновременного подсчета в одних и тех же пробах разнотипных кристаллов как касситерита, так и анатаза. Данные, приведенные в табл. 4, показывают, что касситерит и анатаз эволюционируют параллельно, но центр анатазового возрастного морфологического ряда сдвинут относительно центра такого же ряда касситерита приблизительно на один тип. Это происходит оттого, очевидно, что анатаз начинает кристаллизоваться раньше, чем касситерит, а заканчивает кристаллизацию позже; пространство, занятое анатазом, следовательно, больше, чем касситеритом.

Т а б л и ц а 4

Процентное содержание в одних и тех же пробах разнотипных кристаллов касситерита (числитель) и анатаза (знаменатель)

Место взятия	Кристалломорфологические типы					Число наблюдавшихся кристаллов
	I	II	III	IV	V	
Жила Новогодняя (Комсомольский район)	4/6	9/41	43/31	41/12	3/0	215/90
Жилы 12 и 14 (Комсомольский район)	0/27	18/35	56/25	24/13	2/0	103/400
Жила Ближняя (Караякск. нац. окр.)	0/0	0/5	6/19	34/70	60/6	143/83

Наблюдается постепенное удлинение по оси *c* во времени также у ассоциирующихся с касситеритом турмалина и ильменита; напротив, укорачивание по оси *c* свойственно кварцу и апатиту. Арсенопирит, начиная рост с ромбовидных пластинок {110}+{001}, приобретает со временем гамму граней {0*kl*}, нацело вытесняющих пинакоид {001}; рост его заканчивается в касситеритовых месторождениях комбинацией {110}+{101}.



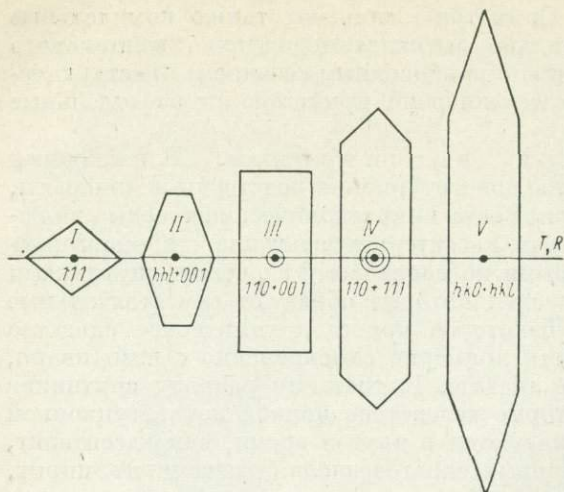


Рис. 7. Кристалломорфологические типы (I—V) минерала как реперы процесса кристаллизации во времени ( $T$ ) и пространстве ( $R$ ).

Отмечены кристалломорфологические типы III—IV, возникающие на основе плотнейших граней. Прообраз — касситерит.

Зная стандартные морфологические ряды минералов-спутников, по их форме можно заранее предугадать, какой габитус кристаллов касситерита будет характерным в данной пробе.

**Кристалломорфологическая модель зонального рудоотложения.** Касситерит является минералом, интересным по своей роли в истории познания закономерностей оруденения. Современное учение о типоморфизме зародилось существенно под влиянием тех данных, которые были получены в 30-х годах на касситерите. На нем же было впервые замечено пространственное разделение кристаллов разной формы (Varlamoff, 1949). Позднее на примере касситерита было установлено, что зональное распределение разнотипных кристаллов в пространстве подчиняется возрастному принципу (Евзикова, 1972). Ныне детальное кристалломорфологическое документирование касситерита на разных горизонтах оловорудных жил и в разных слоях оловоносных россыпей позволяет построить кристалломорфологическую модель зонального рудоотложения. Идея ее сводится к развертке возрастной кристалломорфологической эволюции минерала в пространстве по правилу прямой зональности кристаллизации. Прообразом модели служат оловоносные гидротермальные жилы Комсомольского района Хабаровского края, которые, как уже отмечалось, дали первые, впоследствии подтвердившиеся впечатления.

Из семи правил, регламентирующих типоморфное огранение минералов (Евзикова, 1979), для построения модели требуются четыре.

1. Правило пульсационного изменения ретикулярных плотностей граней, возникающих на кристалле в процессе роста из одной и той же порции материнского раствора. Полное, т. е. ничем не заблокированное, морфологическое развитие кристаллов в природных условиях протекает в три периода: а) приближение к «идеальной» форме, составленной комбинацией самых плотных граней; б) краткое пребывание в «идеальной» форме; в) отступление от «идеальной» формы. Последовательным наступлением этих периодов и обуславливается в общем случае направленность процесса естественной кристаллизации, удивительно выдерживающаяся на месторождениях с самой различной географической привязкой. Условившись обозначать определенный момент в состоянии материнского раствора характерной комбинацией граней, делающихся габитусными при этом состоянии, мы можем представить непрерывный процесс направленного изменения состояния раствора прерывистым рядом морфологических типов кристалла от I до V (рис. 7). Непременным условием является соответствие увеличения номера кристалломорфологического типа порядку возрастной последовательности. Если это условие выдержано, то формула балла  $X$ , учитывающая количественные взаимоотношения всех пяти типов (см. выше), дает способ узнать, с каким по степени отработанности материнским раствором соприкасался минерал в точке отбора пробы. Значение балла  $X$  от  $-200$  до  $+200$  отражает, следовательно, относительную

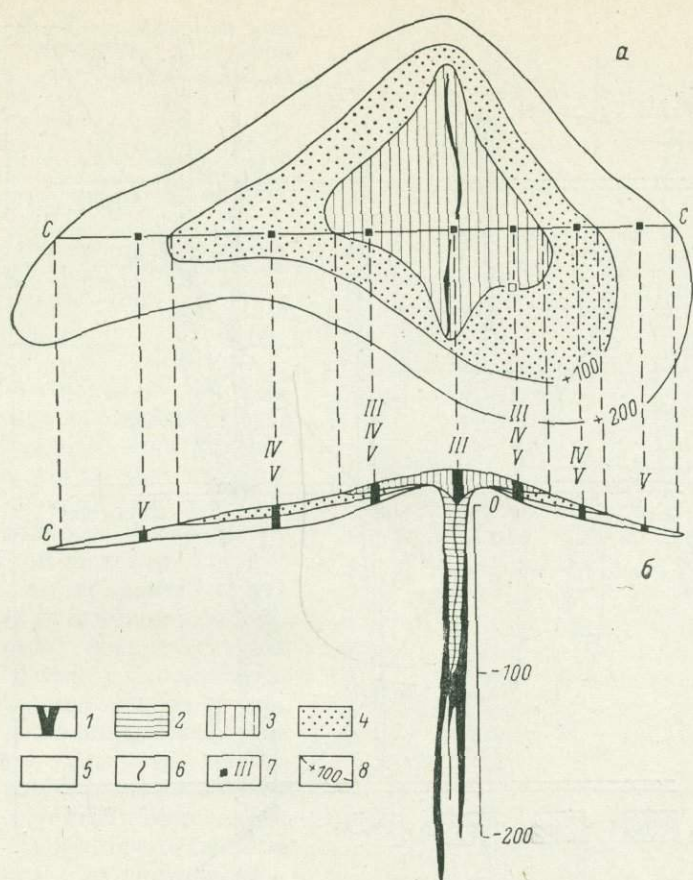


Рис. 8. Вторичный кристалломорфологический ореол вокруг эродированной жилы зонального строения.

*a* — план; *b* — разрез. Области распространения кристаллов разных кристалломорфологических типов: 1 — I, 2 — II, 3 — III, 4 — IV, 5 — V, 6 — ось жилы; 7 — шурфы с типами встречающихся в них кристаллов; 8 — изолинии балла X. Пробраз — жилы Комсомольского оловорудного района.

удаленность точки отбора пробы от источника материнского раствора.

2. Правило зонального распределения морфологически разнотипных кристаллов в объеме одной и той же рудоносной жилы. Направленно меняющаяся со временем порция материнского раствора по мере продвижения от своего источника вверх или в стороны на разном расстоянии от источника выделяет кристаллы разной формы. Рудничные наблюдения действительно подтверждают это положение, и в настоящее время принято объемную кристалломорфологическую зональность отложения описывать как совокупность частных зональностей: вкрест простирания рудоносной жилы, по восстанию и по простиранию. Из зонального распределения морфологически разнотипных кристаллов в объеме жилы вытекает требование о представительности кристалломорфологического опробования. Здесь вполне применимы рекомендации по опробованию и статистический подход к результатам наблюдений, которые практикуются в прикладной геохимии. Одноактность рудоотложения порождает только один вид зональности, а именно прямую зональность.

Статистически обнаруживаемое повышение балла X кристалломорфологических проб происходит от зальбандов жилы к ее центру, от корней к верхам и от флангов — к рудным столбам. Следствием вертикальной прямой эндогенной зональности является отраженная обратная зональность в рыхлых отложениях (рис. 8). На основе этих двух видов зональ-

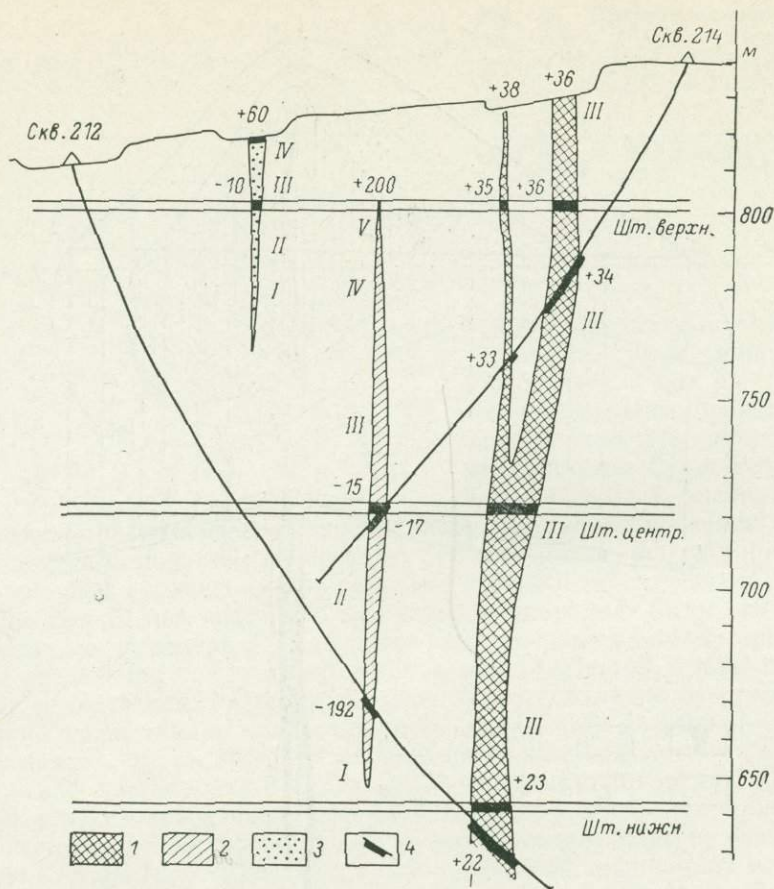


Рис. 9. Автономность кристалломорфологической зональности в жилах разной величины.

Жилы: 1 — крупная, 2 — средняя, 3 — мелкая; 4 — интервалы кристалломорфологического опробования и кристалломорфологический балл X. Прюобраз — жилы участка Соболиного (Южесомольский район).

ности оказывается возможным определять по кристалломорфологии минерала, отобранного в поверхностном слое аллювия или делювия, глубину современного среза жил, подвергающихся эрозии. При известной характеристике двух горизонтальных сечений жилы с помощью понятия о вертикальном градиенте кристалломорфологической изменчивости решается вопрос о вероятной протяженности оруденения на глубину. Когда же делается известным размах на глубину по нескольким разрезам жилы, центральный, самый продуктивный горизонт оруденения определяется сам собой. Он совпадает с горизонтом преимущественного развития кристаллов, близких к «идеальным», и имеет определенное значение X (разное для разных минералов).

3. Правило вместимости всех событий онтогенеза во времени и в объеме, заданных конкретными условиями филогенеза. Это правило по существу есть правило типоморфизма как такого явления, которое позволяет по признакам на индивидах минерала судить о признаках всей, часто обширной области минерализации. Индивид выступает как миниатюрная модель порождающего его объекта. В изолированных друг от друга жилах разной мощности и вертикальной протяженности автономно осуществляется принципиально одинаковая кристалломорфологическая зональность отложения, но с разным градиентом. На крупных жилах градиент кристал-

Рис. 10. Кристалломорфологический парагенезис минералов в сечении времени ( $T$ ) и категории минералов-спутников ( $A-D$ ).

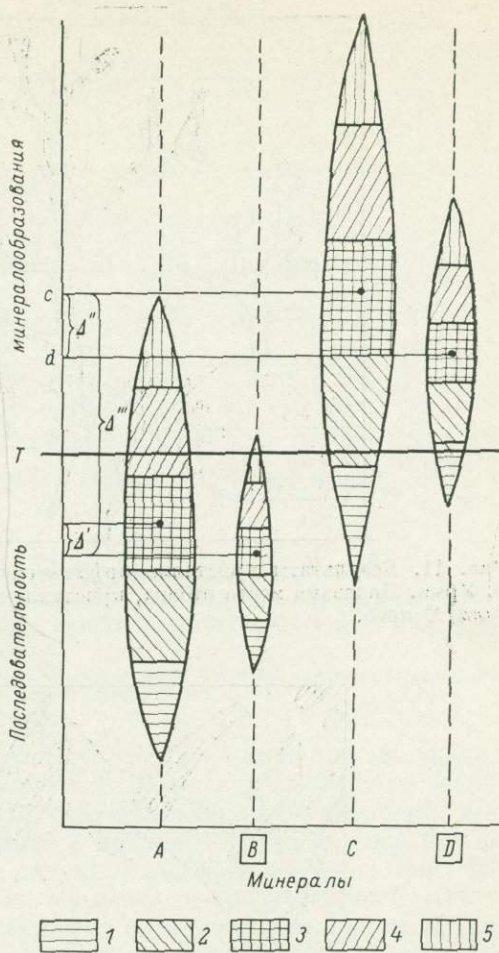
В рамках — искомые минералы;  $\Delta'$ ,  $\Delta''$ ,  $\Delta'''$  — различие во времени образования минералов, определяющее разную степень совместимости кристалломорфологических ореолов. Кристалломорфологические типы: 1 — I, 2 — II, 3 — III, 4 — IV, 5 — V. Категории спутников для минерала В в порядке ухудшения — А и С; для минерала D — С и А. Прообраз — парагенезис анатаза (А), касситерита (В), халькопирита (С) и станнина (D).

ломорфологической изменчивости, выражающийся через  $(X_1 - X_2)/R$ , где  $R$  — расстояние, очень мал, тогда как на мелких, наоборот, велик.

Для количественного суждения о самом важном для нас вертикальном градиенте (в общем случае различном для каждого разреза жилы) следует иметь значение  $X$  минимум в двух находящихся друг под другом пересечениях жилы. Для качественного суждения иногда достаточно обратить внимание на запечатленные в кристаллах признаки скоротечности или длительности рудоотложения. Большой градиент онтогенетически выдает себя сокращенной морфологической эволюцией минерала, которая у касситерита, например, прямым образом связана с укорочением кристаллов по оси  $c$ .

Сближенность низов и верхов оруденения сказывается и в кристалломорфологической пестроте проб, отражающей невозможность полноценного разделения генетически отличных индивидов на слишком ограниченном участке пространства. При слабом градиенте (т. е. в крупной жиле) в пробах присутствуют всего 1—2 кристалломорфологических типа. Автономность жил бывает причиной сложности интерпретации кристалломорфологических данных. При многоярусности оруденения одна и та же скважина пересекает разные, в том числе слепые жилы в разных их частях (рис. 9). На одном гипсометрическом уровне могут быть встречены поэтому пробы, кристалломорфологически резко отличные, принадлежащие, например, верхам одной и низам другой жилы. Это обстоятельство подчеркивает сугубую локальность кристалломорфологического метода. Оценить сколько-нибудь крупное межскважинное пространство возможно только при наличии материала из этого пространства. Если оруденение имеет не жильный, а штокверковый характер, неблагоприятные кристалломорфологические показатели, получающиеся для каждого отдельного гнезда, входящего в штокверк, не означают неблагоприятную оценку величины штокверка в целом. Очевидно, в этом случае размах оруденения на глубину не может быть определен одним кристалломорфологическим методом.

4. Правило кристалломорфологического соответствия формы кристаллов одного минерала форме кристаллов другого минерала при близости



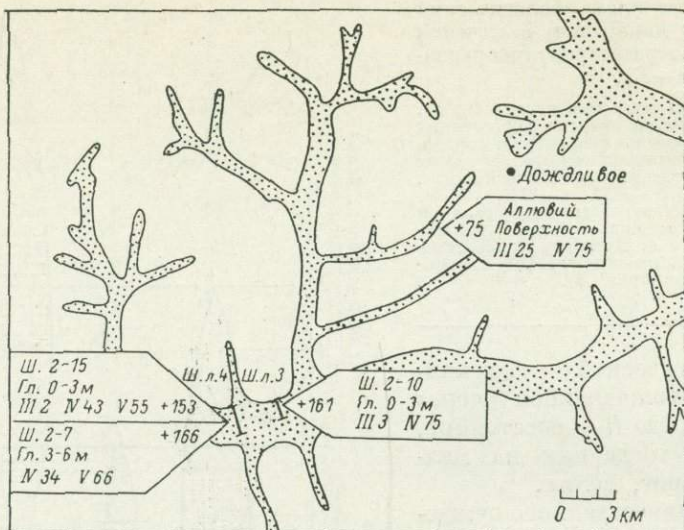


Рис. 11. Результаты кристалломорфологического анализа касситерита из аллювия р. Урми. Показано место отбора, кристалломорфологический состав (в %) и средний балл X проб.

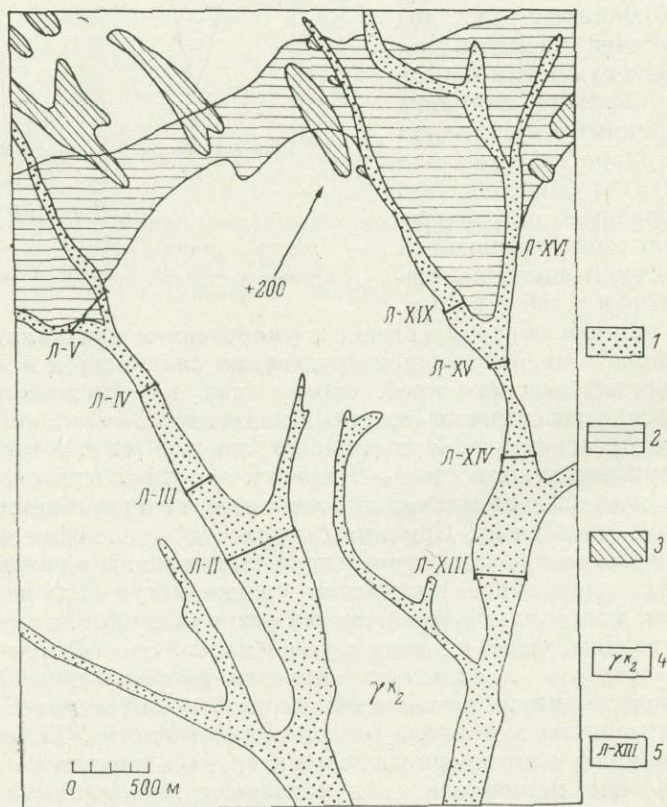


Рис. 12. Схематическая геологическая карта междуречья Великанка—Вели с указанием (стрелка) вероятного источника касситерита в аллювии.

1 — аллювий; 2 — верхнечетвертичные ледниковые образования; 3 — частично перекрытые ледниковыми образованиями кварцево-хлоритовые метасоматиты с халькопиритом, касситеритом и молибденитом; 4 — роговообманково-биотитовые порфиroidные граниты; 5 — линии опробованных шурфов.

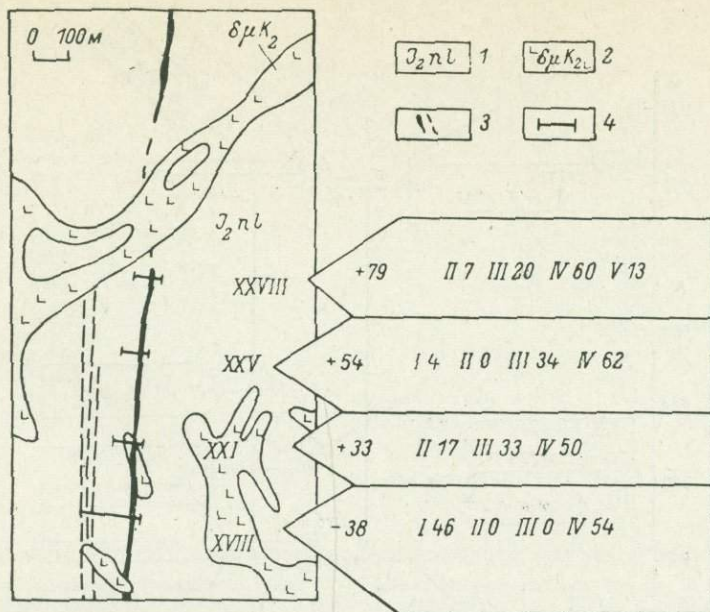


Рис. 13. Результаты кристалломорфологического анализа касситерита из канав по жиле Лучистой. Показано место отбора, кристалломорфологический состав (в %) и средний балл X проб.

1 — юрские песчано-глинистые сланцы; 2 — диорит-порфировые дайки; 3 — рудные жилы, вскрытые канавами или прослеженные по делювию, 4 — опробованные канавы.

времени их кристаллизации. Соответствие габитусов искомого минерала и его спутника может принести большую пользу поискам слепых или редких руд. Минерал-спутник выбирается из распространенных соединений, дающих ореолы минерализации повышенной мощности. В идеале центры минерализации искомого минерала и спутника должны совпадать (рис. 10). Чем меньше это условие соблюдается, тем менее надежной становится парагенетическая связь и тем более косвенными становятся все благоприятные или неблагоприятные кристалломорфологические признаки оруденения, сделанные по минералу-спутнику.

**Примеры кристалломорфологической оценки гидротермальных оловорудных проявлений.** Руководствуясь эмпирической кристалломорфологической моделью зонального рудоотложения, были сделаны оценки перспективности некоторых оловянных рудопроявлений и оловоносных площадей. Ниже приводятся примеры таких оценок, относящиеся к наиболее характерным случаям.

1. Уровень эрозионного среза коренных источников сноса, питающих россыли касситерита в бассейне р. Урми. Пробы аллювия с касситеритом брались из шурфов глубиной до 6 м по шурфовым линиям 3 и 4 (рис. 11). В 69 пробах наблюдалось 257 ограненных зерна. Кристаллы касситерита были со значительным удлинением по оси *c* и фантомами всех типов. На глубине от 6 до 3 м наблюдались кристаллы с конечным ограничением исключительно в V и IV типах, выше к ним примешиваются одиночные кристаллы III типа. По поверхностным слоям аллювия уровень эрозионного среза коренных источников оценивается как  $< +157 (\pm 4)$  балла. Ближе всего по уровню среза из всех известных рудопроявлений в этом районе к источнику сноса подходит рудопроявление Дождливое.

2. Пропущенный коренной источник касситерита россыпи по рекам Великанка и Вели (Дукинский участок). Была произведена кристалломорфологическая ревизия нескольких сотен шликсов из аллювия по шурфовым линиям, показанным на рис. 12. Глубина шурфов до 11 м. Касситерит

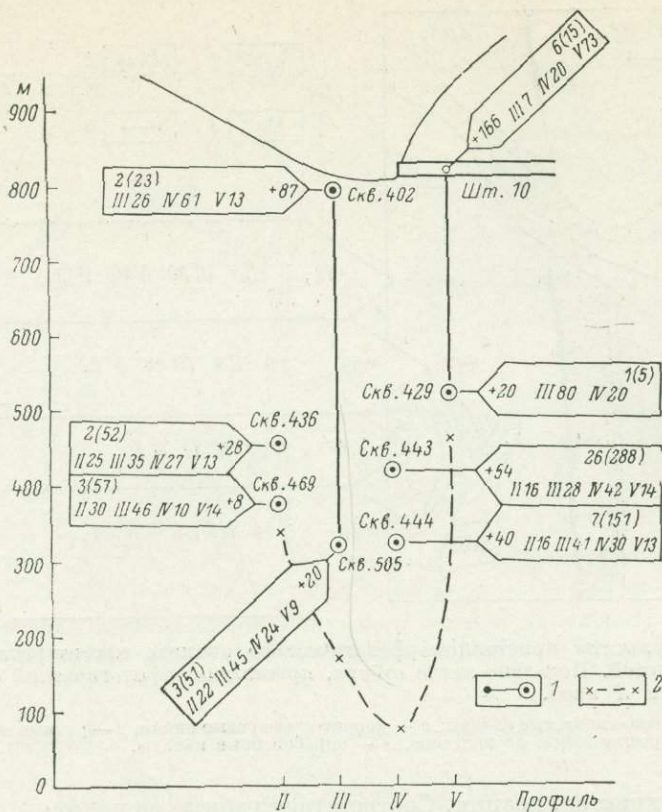


Рис. 14. Результаты кристалломорфологического анализа касситерита из скважин и штольни по жиле Геофизической. Показано место отбора, кристалломорфологический состав (в %) и средний балл  $X$  проб.

В углу указателей — число проб и число наблюдавшихся кристаллов (в скобках). 1 — расстояние по вертикали между точками отбора проб; 2 — рассчитанная изолиния нулевого балла проб в различных профилях.

в адлювии очень мелкий (доли миллиметра), светлый, зональный, сильно вытянут по оси  $c$ , исключительно V типа, фантомы IV—III типов. Отмеченные особенности не находят себе объяснения в старом предположении, что коренным источником сноса касситерита в долины рр. Великанка и Вели является аксессуарный касситерит окружающих роговообманково-биотитовых гранитов. Рекомендация такова: следует проверить, не поступает ли россышной касситерит из перекрытых ледниковыми отложениями зон кварцево-хлоритовых метасоматитов, которые могут оказаться верхушками почти не эродированных и весьма протяженных на глубину гидротермальных жил.

3. Перспективность на глубину оловорудной жилы Лучистой (Комсомольский район). В пробах оловянно-полиметаллических руд, отобранных по четырем канавам в интервале между предполагаемыми буровыми профилями XVII и XXVIII (рис. 13), встречено 98 кристаллов короткопризматического и изометрического касситерита от I до V типов. Преобладает касситерит IV типа, нередко комплексно сдвойникованный. Анатаз толстопластинчатый, реже боченкообразный (II—III типы). Количество кристаллов касситерита ранних типов увеличивается в южном направлении к выходам даек гранитоидов, балл  $X$  соответственно уменьшается от +79 до -38. Большой эрозионный срез, а также явно незначительная протяженность оловянного оруденения на глубину (пестрота проб!) заставляет дать жиле Лучистой в интервале профилей XVII—XXVIII отрицательную оценку.

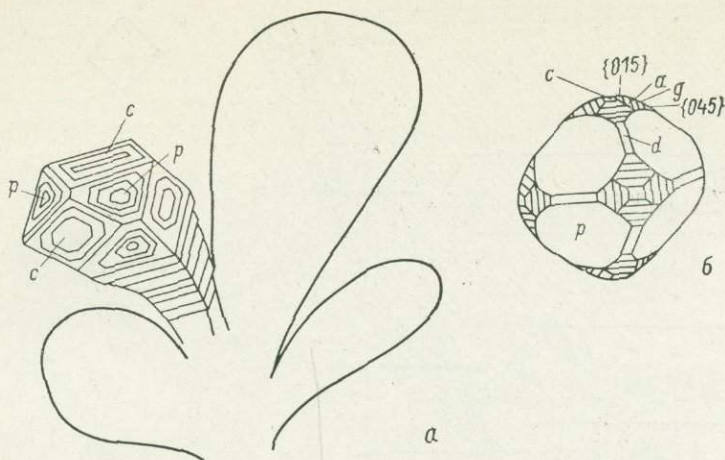


Рис. 15. Сложная форма кристаллов самородного золота. Западная Чукотка.

а — макроскопические наблюдаемые грани; б — грани, устанавливаемые на том же образце с помощью фотогониметра. Простые формы: с {011}, р {111}, d {011}, а {013}, г {025}.

4. Максимальная протяженность на глубину оловянного оруденения жилы Геофизическая (Комсомольский район). По керновым пробам одиночных скважин в районе профилей II—V жилы Геофизическая был определен наиболее слабый градиент вертикальной кристалломорфологической изменчивости (рис. 14). Он пришелся на профиль IV и составил примерно 16 баллов на 100 м. В самом нижнем (320 м) пересечении жилы скв. 444 значение  $X$  равно +40 баллов. Пробы с  $X=0$ , свойственные (при современной кондиции) низам промышленного оловянного оруденения, при таком градиенте должны находиться на  $\frac{40}{16} \cdot 100 \approx 240$  м ниже абсолютной отметки проекции скв. 444, т. е. на горизонте 80 м.

**Первые опыты кристалломорфологической оценки гидротермальных золоторудных проявлений.** В поисковых целях по аналогии с парой касситерит—анатаз недавно была выделена пара самородное золото—пирит. При редкой встречаемости неискаженных кристаллов золота, а также трудности визуального распознавания на всевозможных причудливых образованиях, которые дает золото, гранных простых форм (рис. 15), неудивительно, что о пространственном разделении золота неодинаковых кристалломорфологических типов почти ничего неизвестно (Петровская, 1973). Установлено, однако, что на разных золоторудных объектах гидротермального генезиса доминируют кристаллы золота определенного габитуса (Квасница, Кузнецов, 1977; Квасница и др., 1977). Предполагается, что этот факт может быть следствием различия золоторудных месторождений по эрозионному срезу (Бадалова, Евзикова, 1978).

При изучении пространственного распределения кристаллов пирита разной формы на золоторудных кварцевых жилах Приамурья было замечено, что на верхних горизонтах габитус кристаллов золота преимущественно кубический или куботетрагексаэдрический, в то время как на наиболее продуктивных средних горизонтах — кубооктаэдрический или октаэдрический. Ромбододекаэдры золота попадаются редко и только на глубоких горизонтах. Для достоверной оценки глубины эрозионного среза и вероятной протяженности жил на глубину по самому золоту нужного количества проб набрать почти никогда не удается. Полагаться приходится только на ассоциирующий с золотом пирит. Он образует пространственно-возрастной ряд следующего вида: I куб → II кубопентагондодэкаэдр → III пентагондодэкаэдр (Копчик, 1949; Sunagawa, 1957; Чесноков, Попова, 1971) → IV минеральный икосаэдр → V октаэдр (Евзикова, Беленькая,



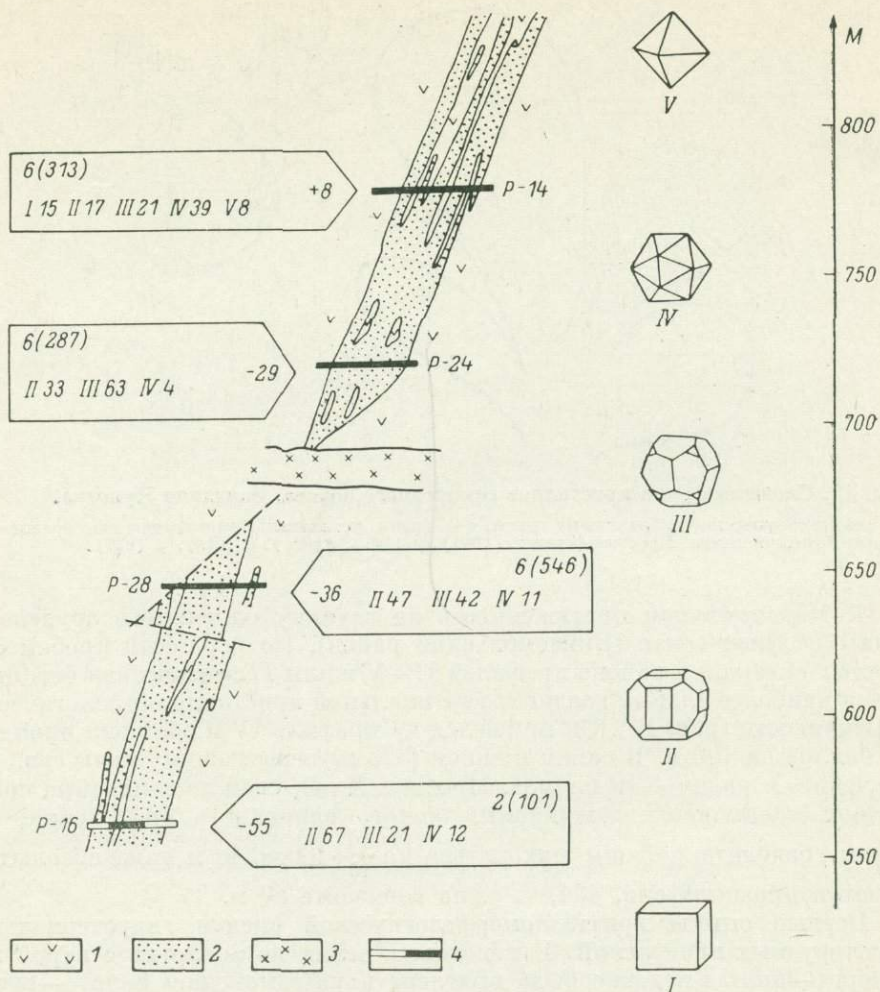


Рис. 16. Изменение количественного соотношения (в %) между пиритом разного габитуса по восстанию кварцевой золотоносной жилы.

В углах указателей показано число бороздовых проб и число наблюдавшихся кристаллов (в скобках). 1 — вмещающие жилу процилингизированные андезиты; 2 — кварц; 3 — пострудные диорит-порфиры; 4 — интервал опробования расщелин.

1977). Именно в этой последовательности в золоторудных кварцевых жилах происходит смена габитусов пирита по направлению от зальбандов к центру жилы и от нижних горизонтов к верхним (рис. 16).

Кристалломорфологическое картирование поверхности по пириту из золоторудного кварца на обширном участке, включающим 14 золотоносных жил, разбитых на тектонические блоки, показало, что весь диапазон промышленной золотой минерализации уместается по вертикали в пиритовый интервал X от  $-100$  до  $0$ , т. е. в область преимущественно развития кристаллов пирита II и III типов (табл. 5). Самые богатые золотом руды центральных горизонтов жил имеют  $X = -50$ , что означает содержание в пробах примерно одинакового числа как пентагондодекаэдрических, так и кубопентагондодекаэдрических кристаллов пирита.

Роль пентагондодекаэдров пирита в качестве указателей на благоприятную обстановку кристаллизации самородного золота давно известна поисковикам (Шер, Демченко, 1962). Самородное золото, действительно, ассоциирует с таким пиритом, среди которого много не совсем обычных пентагондодекаэдрических и особенно «икосаэдрических» кристаллов. К сожа-

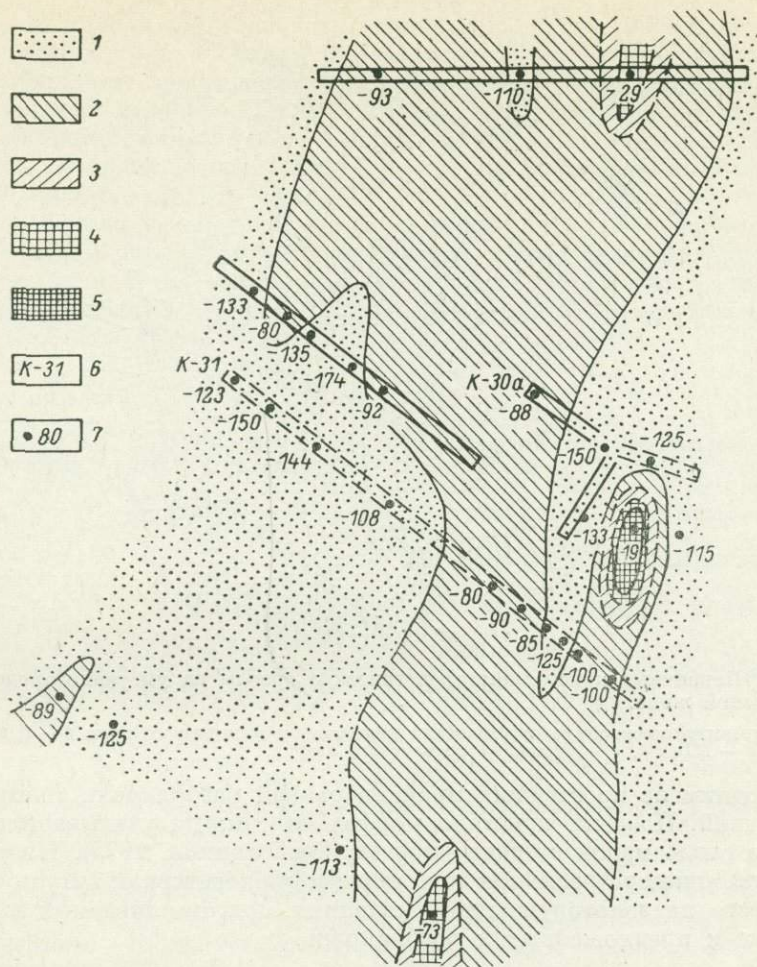


Рис. 17. Первичные кристалломорфологические ореолы пирита на глубокоэродированной золотоносной жиле.

Области преимущественного распространения кристаллов пирита разного типа: 1 — I+II, 2 — II, 3 — II+III, 4 — III, 5 — III+IV, 6 — канава и ее номер, 7 — место взятия и кристалломорфологический балл X пробы.

лению, обратной связи здесь нет, и широкое развитие кристаллов пирита II—IV типов еще не означает, что в этом месте непременно будет обнаружено золото. Но в заведомо золотоносных районах шансы встретить золото на глубине при развитии с поверхности пирита II—IV и особенно V типов резко возрастают. На этом, собственно и строится идея разбраковки золоторудных проявлений: чем меньше глубина эрозионного среза жил, тем больше вероятность сохранения в коренном залегании золота, имеющегося в данном месте.

Для уменьшения опасности заражения отбираемых на кристалломорфологический анализ проб пиритом непродуктивных стадий, опробование золоторудных жил рекомендуется проводить только по кварцу или по крайней мере по одноименным метасоматитам с наивысшим содержанием кварца. По результатам фотогониометрии пирита (устное сообщение Н. С. Бельской, 1978 г.), пирит любого, в том числе кубического, габитуса в надрудной части золоторудных жил несет на себе множество мелких граней высоких индексов, чего нельзя сказать о пирите нижних горизонтов. Иначе говоря, существуют обнадеживающие предпосылки, что количественное кристалломорфологическое картирование по пириту ока-

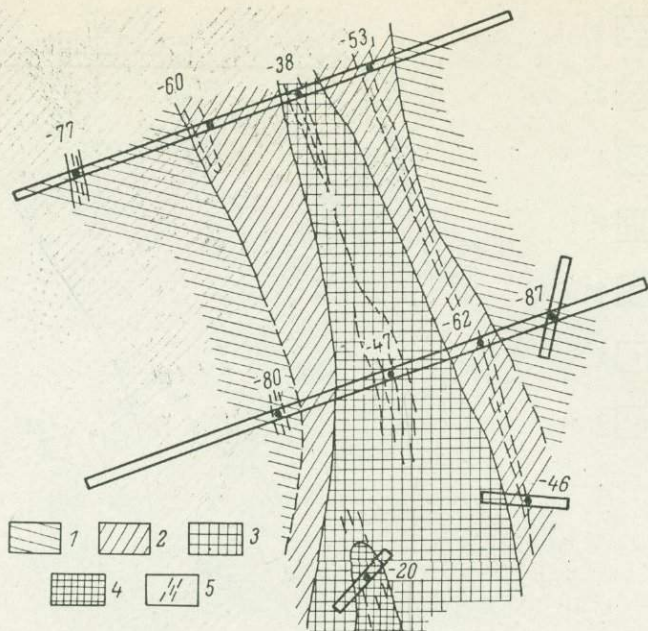


Рис. 18. Первичные кристалломорфологические ореолы на умеренно эродированной золотоносной жиле.

Области преимущественного распространения кристаллов пирита разного типа: 1 — I, 2 — II+III, 3 — III, 4 — III+IV, 5 — прожилки монокристаллического кварца.

жется одним из простейших приемов ранней разведки золоторудных проявлений. Пока же кристалломорфология пирита учитывается при поисках в очень малой степени (Гуреев, Гребенников, 1975). Ниже приводятся два примера реальных кристалломорфологических ситуаций, имеющих место на золоторудных проявлениях, подготавливаемых к тяжелой разведке и предложенных к разведке.

Таблица 5

Современный уровень эрозионного среза золотоносных кварцевых жил Приамурья по данным кристалломорфологического анализа пирита

Название жилы	Процентное содержание кристаллов разного типа					Число опробованных канав	Балл (средний) X
	I	II	III	IV	V		
Тихая, СВ	50	39	10	1	0	4	-138
Тихая, Центр	24	32	24	17	3	9	-57
Тихая, ЮЗ	43	29	26	2	0	4	-115
Центральная, СВ	17	35	33	5	0	8	-84
Центральная, центр	27	27	44	5	1	9	-74
Центральная, ЮЗ	28	38	31	2	1	10	-90
Верхняя, СВ	41	36	18	5	0	16	-113
Верхняя, ЮЗ	29	21	31	10	1	9	-67
Промежуточная	42	38	18	2	0	14	-118
Оленья	15	37	42	6	0	19	-61
Северная, СВ	24	28	45	2	1	5	-72
Вертолетная	23	30	31	16	0	5	-60
Заманчивая	20	36	31	13	0	17	-63
Валунистая	19	11	29	9	2	18	-36
Бурливая	41	34	17	8	0	2	-108
Бирсалали	46	35	16	3	0	9	-124
Ким	39	37	23	1	0	5	-114
Озерная	50	32	15	3	0	7	-129
Аммонитовая	62	26	9	3	0	6	-147

1. По 30 пробам золотоносного кварца (рис. 17), в каждой из которых наблюдалось от 20 до 70 (в среднем 40) кристаллов пирита, установлено, что в большинстве проб преобладает пирит II кристалломорфологического типа, кристаллов пирита III мало (присутствуют только в единичных пробах), кристаллов пирита IV исключительно мало. На этом основании золотоносная жила оценена в интервале проходки опробованных канав как глубоко эродированная.

2. По 10 пробам золотоносного кварца (рис. 18) установлено сильное развитие в нем пирита пентагондодекаэдрического и «икосаэдрического» габитусов (балл X от —80 до —20, в среднем —56). Вскрытая канавами жила представлена с поверхности, очевидно, самым продуктивным горизонтом.

## Литература

Бадалова Р. П., Евзикова Н. З. Первый опыт кристалломорфологического анализа золота из месторождений Узбекистана. — Зап. Узбек. отд. ВМО, 1978, вып. 31, с. 50—52.

Глазов А. И. Новый фотогониометрический метод исследования кристаллов. — ЗВМО, 1972, ч. 101, вып. 6, с. 463—468.

Гликин А. Э., Глазов А. И. Проблема генетической интерпретации формы кристаллов. — ЗВМО, 1979, ч. 108, вып. 5, с. 536—551.

Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогения минералов. Индивиды. М., «Наука», 1975. 339 с.

Гуреев В. Ф., Гребенников А. М. Минералого-геохимический шлиховой метод поисков золоторудных месторождений. — В кн.: Методика и техника геохимических поисков рудных месторождений. Фрунзе, Изд-во Илим, 1975, с. 411—415.

Долманова Е. И., Боярская Р. В., Ракчеев А. Д., Яковлевская Г. А. Касситерит и его типоморфные особенности. — В кн.: Типоморфизм минералов. М., «Наука», 1969, с. 128—184.

Евзикова Н. З. Практический аспект кристалломорфологии касситерита. — ЗВМО, 1972, ч. 101, вып. 2, с. 237—249.

Евзикова Н. З. О времени и месте появления плотных граней на кристаллах минералов. — В кн.: Кристаллогенезис и процессы минералообразования (Матер. Всесоюз. конфер., 1975 г.) Л., 1976, с. 23—28.

Евзикова Н. З. Кристалломорфологические основы учения о типоморфизме минералов. — В кн.: Региональная и генетическая минералогия. Вып. 3. Киев, «Наукова думка», 1979, с. 3—11.

Евзикова Н. З., Беленькая Н. С. К вопросу о поисково-оценочном значении формы кристаллов пирита. Хроника Федоровской сессии. — ЗВМО, 1977, ч. 106, вып. 6, с. 749.

Квасница В. Н., Кузнецов Ю. А. Кристалломорфология золота Донецкого бассейна. — В кн.: Вопросы региональной и генетической минералогии. Киев, «Наукова думка», 1977, с. 63—67.

Квасница В. Н., Маметов В. М., Лазаренко Э. А. Кристалломорфология золота из Закарпатья (Береговский район). — В кн.: Материалы комиссии минералогии и геохимии. Киев «Наукова думка», 1977, с. 71—78.

Копчик В. А. Пирит Саргадонского месторождения. — ЗВМО, 1949, ч. 78, вып. 2, с. 83—94.

Новикова Е. Г. Определение оптимального числа проб при кристалломорфологических исследованиях касситерита. — В кн.: Кристаллогенезис и процессы минералообразования (Матер. Всесоюз. конфер., 1975 г.) Л., 1976, с. 94—98.

Петровская Н. В. Самородное золото. М., «Наука», 1973. 346 с.

Рундквист Д. В. О некоторых особенностях морфологии и внутреннего строения минеральных агрегатов оловорудных близповерхностных месторождений (на примере Хинганского оловорудного месторождения). — ЗВМО, 1958, ч. 87, вып. 4, с. 423—439.

Чесноков Б. В., Попова В. И. Кристалломорфология пирита Березовского золоторудного месторождения на Урале. — В кн.: Минералогия и минералогическая кристаллография. Свердловск, 1971, с. 43—47.

Шерс С. Д., Демченко А. В. О значении исследований формы метакристаллов пирита для поисков золоторудных месторождений в Ленском районе. — Геол. рудн. месторожд., 1962, № 4, с. 84—96.

Sunagawa I. Variation in crystal of pyrite. — Report Geol. Surv. Jap., 1957, N 175, p. 41.

Varlamoff N. Relation entre les facies des cristaux de cassitérite de la région de Kalima (Congo Belge) et la géologie de leurs gisements. — Bull. Géol. Belgique, 1949, v. 72, p. 289.

## МИКРОЭЛЕМЕНТЫ В КАССИТЕРИТАХ—ИНДИКАТОРЫ ОЦЕНКИ ОЛОВОРУДНЫХ ОБЪЕКТОВ

Оловорудные месторождения характеризуются разнотишной минералогической зональностью, определяющей распределение макроэлементов. Микроэлементы в минералах в отличие от макроэлементов не всегда следуют свойственной данному месторождению минералогической зональности. Их распределение (особенно изоморфных) и соотношение концентраций в минералах чаще всего происходят по-иному.

Причины изменения концентраций микрокомпонентов в кристаллах и в жидкой фазе в различные моменты кристаллизации установлены В. Г. Хлопиным экспериментальными работами. Их поведение в геологических процессах изучалось А. И. Гинзбургом (1954), И. Д. Рябчиковым (1965), В. Л. Барсуковым (1974) и др. Выяснилось, что концентрация микроэлементов в системе не влияет на ход процесса кристаллизации минералов, в то время как любое изменение физико-химических параметров сказывается на распределении микроэлементов между кристаллами и гидротермальным раствором. Следовательно, закономерности распределения концентраций микроэлементов и их соотношений в минералах должны отражать геохимические условия формирования рудных тел и тем самым способствовать их перспективной оценке.

**Формы нахождения ниобия, индия в касситеритах, факторы их концентрации и особенности распределения на оловорудных месторождениях.** Проведенные на большом числе оловорудных месторождений Забайкалья, Северо-Востока СССР, Приамурья, Приморья и др. исследования особенностей распределения микроэлементов в касситеритах показали, что наиболее обширную и достоверную информацию об условиях его кристаллизации несут ниобий и индий.

Ниобий в касситеритах присутствует как в изоморфной форме, так и в виде минералов: тантало-ниобаты и др. (Никулин, 1967; Доломанова и др., 1975; Осипова и др., 1976, и др.). В касситеритах Кавалеровского района (Приморье) методом электронной спектроскопии выявлена изоморфная форма четырех- и пентавалентного ниобия. Изоморфная емкость касситерита для ниобия составляет первые десятки долей процента (Максимюк, 1973). Основным фактором концентрации ниобия в касситеритах является температура. С увеличением температуры кристаллизации касситерита в нем возрастает концентрация ниобия (Никулин, 1967).

Наиболее высокие содержания ниобия характерны для касситеритов из апогранитов и пегматитов (0.1—1.5%). Затем концентрация его снижается от месторождений касситерито-кварцевой формации (0.002—1.0%) через касситериты месторождений касситерито-силикатной формации (10—500 г/т) к касситеритам месторождений касситерито-сульфидной формации (5—100 г/т). Независимо от формационной принадлежности месторождений концентрация ниобия в касситеритах возрастает с глубиной. Имеются и отклонения от этого правила.

Индий при содержаниях в касситеритах более 0.1% находится в нем в виде собственных минералов, изоморфной и других форм. Подтверждением этого могут служить данные исследований колломорфного касситерита (рис. 1) на электронном анализаторе IXA-5A в ДВГИ (аналитик М. И. Романенко). Профиль *a—б* (рис. 1, *а*) зафиксировал в газовой-жидком включении кварца соединение индия с хлором в ассоциации с калием и натрием (рис. 1, *б*). Профиль *с—г* (рис. 1, *с*) показывает, что индий в кристолитической зоне колломорфного касситерита находится в изоморфной форме и тесно связан с железом (рис. 1, *г*). Главным фактором кон-

центрации индия в касситеритах является давление (Никулин, 1974), с уменьшением которого возрастает концентрация индия.

Распределение индия в касситеритах месторождений разных формаций показано на рис. 2 в координатах  $K-C$ , где  $K$  — отношение содержаний  $Nb/In$ ,  $C$  — содержание индия. Невысокими содержаниями индия (1—20 г/т) характеризуются касситериты из пегматитов. Касситеритам месторождений касситерито-кварцевой формации свойствен более широкий диапазон концентраций индия — от 1 до 200 г/т. Причем касситериты с месторождений, локализующихся в эндо- и экзоконтакте глубоко сформированных гранитных массивов (2000—4000 м), содержат его мало (1—10 г/т). Месторождения, ассоциирующие с гранитными телами, образовавшимися в близповерхностных условиях, отличаются довольно высокими (10—200 г/т) концентрациями индия в касситеритах. Повышенные концентрации индия в касситерите наблюдаются и на месторождениях этой же формации, сформированных в вулканоплутонических структурах (20—200 г/т). Невысокие концентрации индия (5—50 г/т) типичны для касситеритов месторождений турмалинового типа касситерито-силикатной формации (рис. 2, б). Касситериты месторождений хлоритового типа содержат индия от 10 до 700 г/т, а месторождений арсенопирито-пирротинового типа касситерито-сульфидной формации — от 5 до 150 г/т. Самые высокие содержания индия в колломорфных касситеритах месторождений риолитовой формации колеблются от 1000 до 15 000 г/т.

Концентрация индия в касситеритах на месторождениях всех оловорудных формаций с глубиной убывает. Имеются случаи, когда в отдельных рудных телах наблюдается обратная картина, например месторождение Дубровское. В касситеритах жилы Оловянной на горизонте 316 м индия содержится 26 г/т, а на горизонте 444 — 41 г/т. Такое распределение индия в касситеритах на этом объекте обусловлено, вероятно, перекристаллизацией касситерита, которая приводит к очистке минерала от примеси.

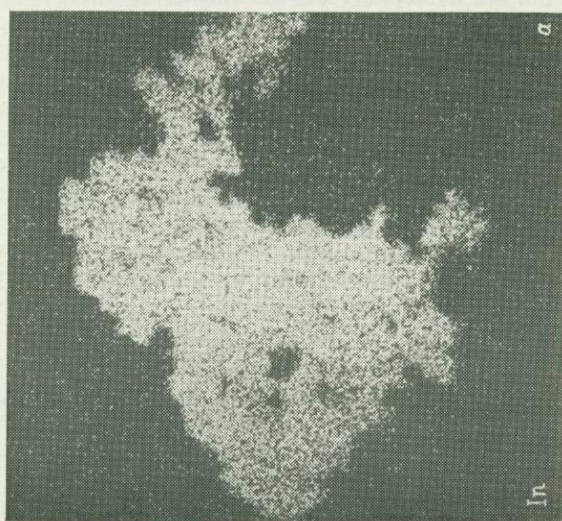
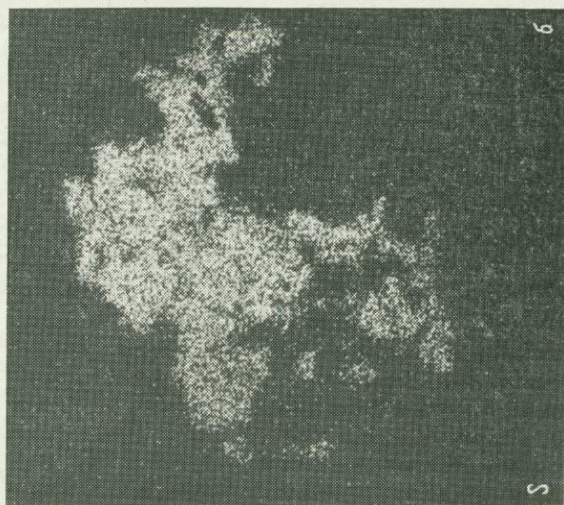
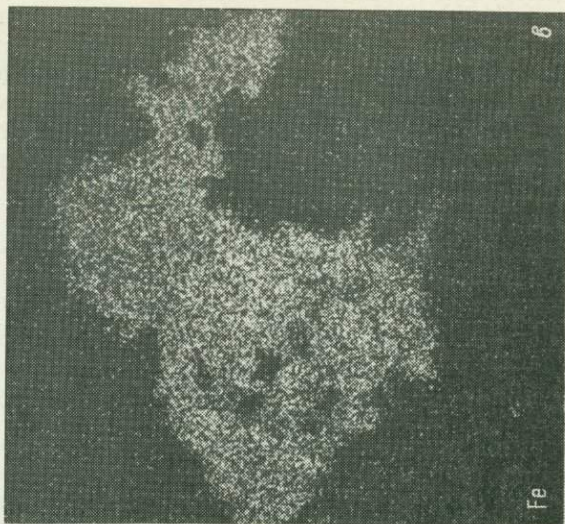
Независимо от того, как распределяются ниобий в индий в касситеритах на месторождениях, отношение  $K$  имеет устойчивую тенденцию возрастать от верхних горизонтов оловорудных тел к нижним. Это, весьма вероятно, отражает преимущественное влияние температуры и давления на распределение микроэлементов между минеральными индивидами в период их созревания в рудообразующей системе. Устойчивое закономерно направленное поведение ниобия, индия и отношения их концентраций в касситеритах с глубиной в оловорудных телах в основном не наследуют минералогической зональности, проявляющейся в различных вариантах и на месторождении, и в рудных телах. Особенности распределения микроэлементов в касситеритах нивелируют разнообразие проявления минералогической зональности на месторождениях, поэтому микроэлементы можно использовать как индикаторы различной разрешающей способности при поисках и оценке оловорудных объектов.

**Генетическая индикация оловорудных объектов по микроэлементам в касситеритах.** На поисковом этапе работ на олово определение генетического типа объекта дает возможность судить о его перспективах, а также позволяет рационально планировать дальнейшие поисковые работы. Генетическая индикация оловорудных объектов выполняется с помощью графиков (рис. 2). Различаются касситериты месторождений касситерито-кварцевой формации, ассоциирующие с плутонической фацией гранитов, и касситериты этой же формации, локализующиеся в вулканоплутонических породах. Кроме того, месторождения обеих магматических фаций в зависимости от глубины их образования разделяются по геологическим признакам и микроэлементам в касситеритах (рис. 2, а) на «близповерхностные» и «глубинные». «Близповерхностные» месторождения в отличие от «глубинных» (классических месторождений касситерито-кварцевой формации) локализируются в вулканических аппаратах, субвулканах и малоглубинных штокообразных интрузиях гранитов или вблизи них; они образу-

ются в один или несколько этапов. Для них характерны широкий гидротермальный метаморфизм, небольшой интервал оруденения (100—200 м) и рудные тела малой протяженности, но с высокими содержаниями олова, ассоциация с касситеритом станнина и иногда колломорфного касситерита. Касситериты «глубинных» месторождений характеризуются значительно меньшими концентрациями индия (1—10 г/т), чем касситериты «близкоповерхностных» месторождений (10—200 г/т).

Месторождения касситерито-силикатной формации отличаются от месторождений касситерито-кварцевой формации как по набору и количественному соотношению минеральных парагенезисов, так и по значению концентраций микроэлементов в касситеритах. Отношение коэффициента концентраций имеет более узкий интервал варьирования — от 0.01 до 100. Внутри формации генетические типы также отличаются друг от друга величиной концентраций микроэлементов в касситеритах и их отношениями. В касситеритах месторождений турмалинового типа содержится больше ниобия и меньше индия, чем в касситеритах месторождений хлоритового типа (рис. 2, б).

На рис. 2, б фигуративные точки касситеритов объединяются в две группы. Первая группа характеризуется интервалом среднеарифметических содержаний индия от 4 до 20 г/т и интервалом значений  $K$  от 8 до 40, вторая — содержаниями индия от 15 до



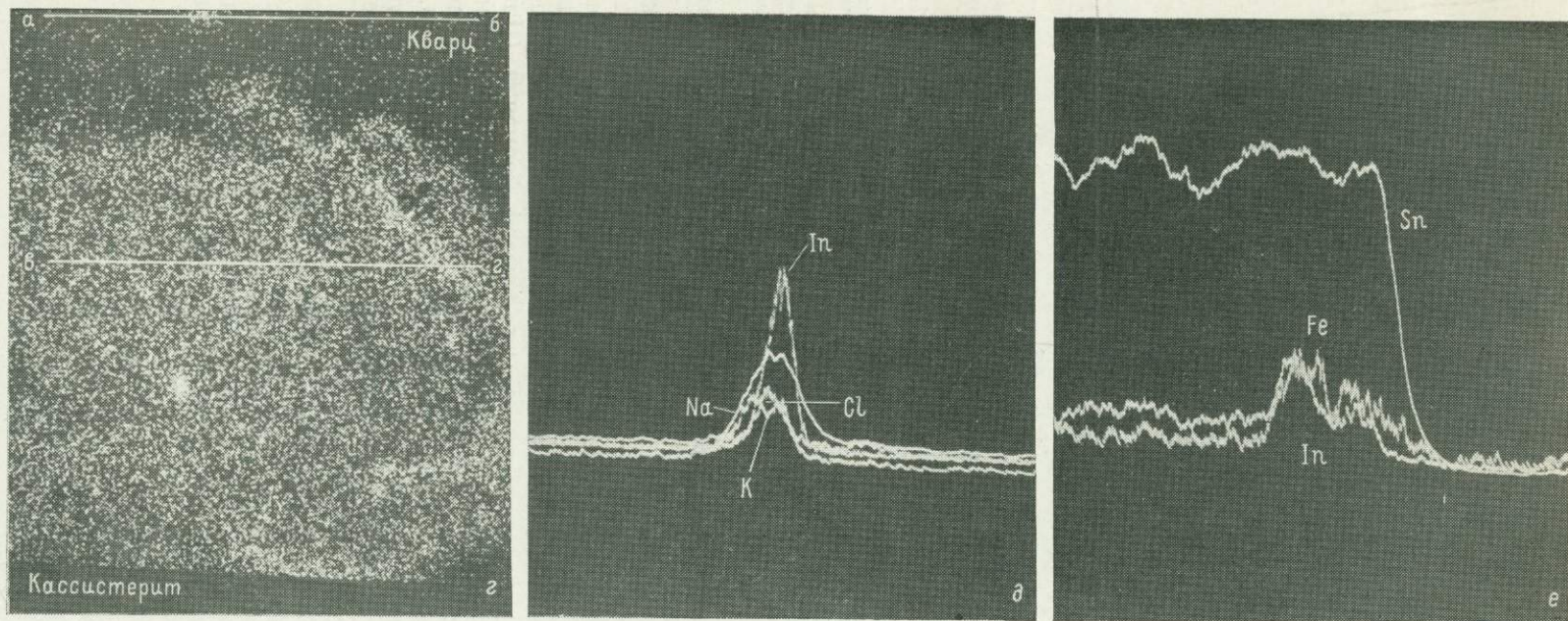


Рис. 1. Формы нахождения индия в колломорфном касситерите месторождения Джалинда (Приамурье) по данным рентгеноспектрального анализа. а, б, в — индий; растровое изображение в рентгеновском излучении (а — индия, б — серы, в — железа), размер кадра  $330 \times 330$  мкм; г — растровое изображение кварца и колломорфного касситерита в рентгеновском излучении индия; д — профиль а—б; химический состав осадков в вакуоли кварца (размер кадра  $40 \times 40$  мкм); е — профиль в—г; распределение олова, железа и индия, сера не зафиксирована (размер кадра  $80 \times 80$  мкм).



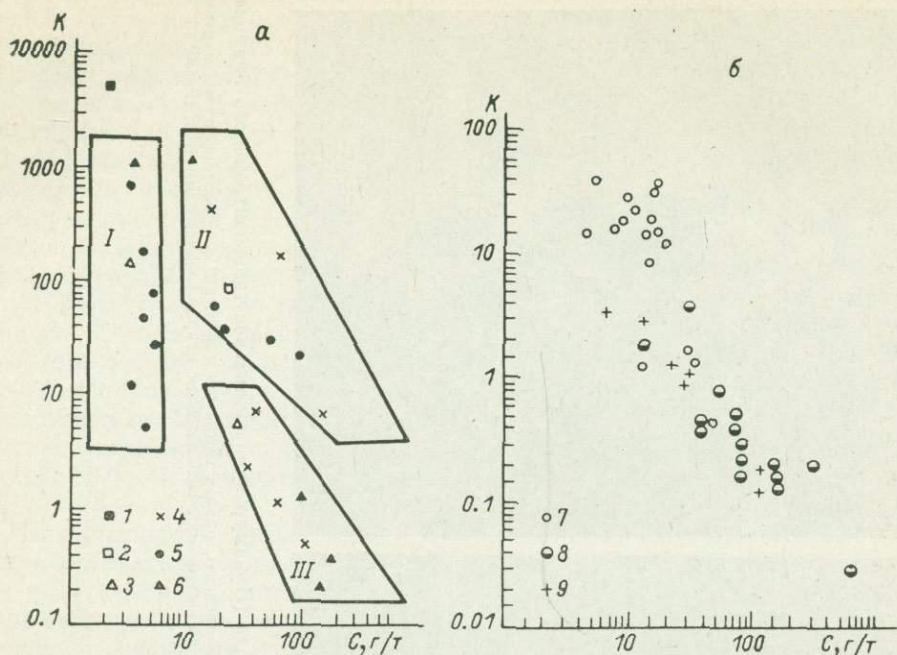


Рис. 2. Распределение индия в касситеритах оловорудных месторождений.

*a* — формации: 1 — оловоносных пегматитов, 2 — оловоносных гранитов, 3—6 — касситерито-кварцевая (типы месторождений: 3 — кварцево-полевощпатовый, 4 — оловоносных грейзенов, 5 — кварцевый, 6 — кварцево-топазовый); I—III — поля фигуративных точек месторождений касситерито-кварцевой формации: I — ассоциирующихся с гранитными интрузиями, сформировавшимися на глубинах 2—4 км, II — локализующихся в экзо- и эндоконтактах гранитных массивов, образовавшихся на глубинах 1.0—1.5 км, III — располагающихся в вулканоплутонических структурах, *b* — формации: касситерито-силикатная (типы месторождений: 7 — турмалиновый, 8 — хлоритовый), 9 — касситерито-сульфидная, арсенипирито-пирротиновый тип.

650 г/т и интервалом  $K$  от 0.08 до 4. Первую группу касситеритов представляют исключительно месторождения турмалинового типа — Валькумей, Уч-Кашкон и месторождения Комсомольского рудного района. Вторая группа касситеритов отвечает приповерхностным и близповерхностным месторождениям хлоритового типа — Хинганское, Тернистое, месторождения Кавалеровского района и др. Эта же группа включает фигуративные точки касситеритов месторождений арсенипирито-пирротинового типа сульфидно-касситеритовой формации (Пионерское, Дальнетаежное и др.), а также месторождений турмалинового типа, приуроченных к вулканоплутоническим структурам Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена (Горное, Лучистое, Магистральное и др.). В касситеритах последних содержание скандия в основном меньше 10 г/т, в отличие от касситеритов месторождений хлоритового типа, где концентрации скандия варьируют от 10 до 100 г/т.

**Индий в касситеритах — геохимический индикатор глубины формирования оловорудных полей и степени их эродированности.** Концентрация индия в касситеритах на месторождениях закономерно убывает с глубиной и также последовательно снижается от месторождений, образовавшихся в приповерхностных условиях (Хинганское и др.), к месторождениям, формирование которых происходило на глубинах 3000—4000 м (месторождение Иультин и др.).

Исходя из того, что главным фактором концентрации индия в касситеритах является давление, для месторождений всех формаций (за исключением риолитовой формации) составлено эмпирическое уравнение для определения глубины  $H_1$  (в км) отложения касситерита от палеоповерхности Земли (Никулин, 1966):

$$H_1 = 3.15 - 0.95 \lg C, \quad (1)$$

где  $C$  — логарифм среднеарифметического содержания индия (в г/т).

В оловорудных районах крупные и мелкие рудные тела размещаются по структурным этажам. Рудные тела верхних этажей характеризуются более высокими концентрациями индия в касситеритах, чем нижних этажей. На поверхности фиксируются рудные тела разных этажей. Следовательно, определяя глубину формирования тел по концентрации индия в касситеритах, мы определяем и степень эродированности того или иного рудного поля в рудном районе. Так, диапазон концентраций индия в касситеритах оловорудных месторождений Кавалеровского района варьирует от 6 до 600 г/т. Этим двум крайним содержаниям индия соответствуют глубины  $H_1$ , 2.4 и 0.5 км. Протяженность («потенциал») рудного поля на глубину ( $H_2$ ) определяется разностью числа 2.4 и  $H_1$  — глубины горизонта отбора касситерита от палеоповерхности, т. е.

$$H_2 = 2.4 - H_1. \quad (2)$$

**Ниобиево-индиевое отношение концентраций в касситеритах — индикатор оценки протяженности оловянного оруденения в рудных полях на глубину.** Установлено, что содержание индия в касситеритах большинства оловорудных месторождений убывает от верхних горизонтов рудных тел, а содержание ниобия возрастает. И хотя в распределении нередко наблюдается и обратная картина, тем не менее отношение  $K$  неизменно возрастает с глубиной. Независимо от формационного типа месторождений касситериты верхних горизонтов рудных тел характеризуются относительно низкими значениями  $K$ , а глубоких (корневых) горизонтов — высокими значениями.

Распределение ниобия и индия в касситеритах оловорудных месторождений Приморья и глубина их формирования

№ п/п	Месторождение, жила, зона	Горизонт, м	Содержание, г/т		K	$H_1$ , км
			ниобий	индий		
1	Горное		37 (3)	40 (3)	0.92	1.6
2	Льсогорское		10 (3)	21 (8)	0.47	1.9
3	Медвежье		24 (11)	300 (11)	0.08	0.8
4	Высокогорское	0	32 (6)	28 (6)	1.15	1.8
	ж. Северная	75	29 (10)	19 (10)	1.53	1.9
5	Сухой Ключ		15 (2)	725 (2)	0.01	
6	Силинское	0	20 (4)	87 (4)	0.23	1.3
	»	340	23 (14)	27 (14)	0.85	1.8
7	Хрустальное		20 (9)	56 (9)	0.34	1.45
8	Левичкое		70 (5)	40 (5)	1.75	1.6
9	Дубровское		22 (11)	25 (11)	0.88	1.8
10	Верхнее	0	17 (6)	160 (12)	0.11	1.05
	»	300	20 (5)	81 (6)	0.25	1.3
11	Перевальное		43 (5)	54 (5)	0.80	1.5
12	Арсеньевское, ж. Южная	0	11 (7)	239 (7)	0.05	0.9
	»	410	23 (4)	56 (4)	0.41	1.5
13	Ивановское		94 (9)	39 (9)	2.4	1.65
14	Лучистое, з. № 5		21 (7)	21 (7)	1.0	1.9
15	Лучистое, з. Светлая		23 (4)	12 (4)	1.9	2.1
16	Магистральное, з. Снежная		12 (2)	23 (2)	0.52	1.85
17	Нижнее		84 (10)	24 (11)	3.5	1.85
18	Судзухинское		45 (1)	4 (3)	11.2	2.6
19	Хинганское	0	20	620	0.03	0.5
	»	400	140	230	0.61	0.9

Примечание.  $K$  — ниобиево-индиевое отношение концентраций;  $H_1$  — глубина отложения касситерита от палеоповерхности Земли, определенная по концентрации индия в касситеритах (графически); для месторождения под № 17 анализы Л. И. Канишевой и наши, а под № 18 — А. С. Назаровой. В скобках указано количество анализов.

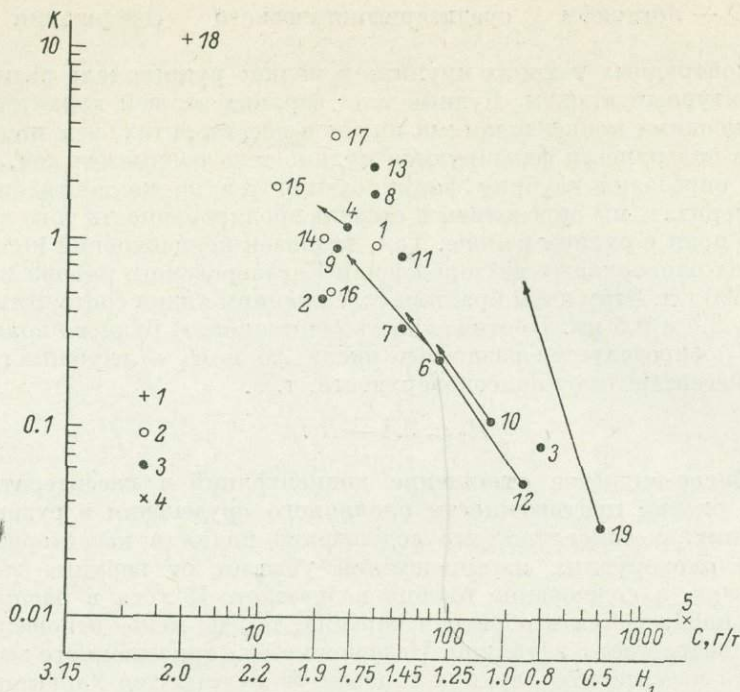


Рис. 3. Распределение индия в касситеритах и вектора изменения  $K$  с глубиной оловорудных месторождений Приморья и Приамурья.

1 — месторождения касситерито-кварцевой, 2 и 3 — касситерито-силикатной (2 — турмалиновый тип, 3 — хлоритовый тип) и 4 — риолитовой формации; цифры — порядковые номера месторождений по таблице.

В Кавалеровском рудном районе общий размах оруденения по вертикали достигает 1000 м. Верхней части этого интервала (около 200 м) соответствуют значения  $K$  от 0.01 до 0.03. Корневая область рудных тел, протяженность которой на глубину принята условно за 200 м, характеризуется значениями  $K > 2.6$ . Центральная (продуктивная) часть интервала общего оруденения, определяющаяся в 600 м, фиксируется интервалом  $K$  от 0.03 до 2.6.

Несмотря на непараллельность векторов, построенных по данным таблицы, тенденция изменения  $K$  с глубиной на Хинганском месторождении может распространяться и на месторождения Кавалеровского района (рис. 3). Поэтому представляется возможным определять протяженность  $P$  (в м) оруденения на глубину в рудных телах хлоритового типа по эмпирическому уравнению

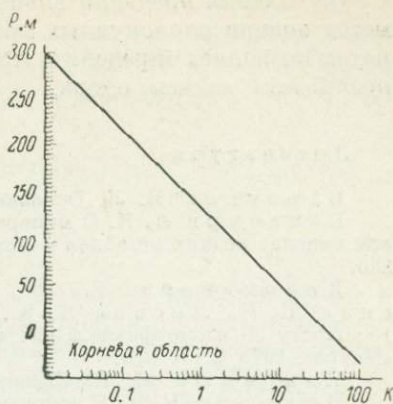
$$P = 130 - 310 \lg K, \quad (3)$$

составленному для Хинганского месторождения. На стадии поисковых работ оно себя оправдывает. При оценке объектов на стадиях детальной и эксплуатационной разведки его необходимо корректировать отдельно для каждого конкретного рудного поля.

Уравнение (3) применимо в области  $K = 0.01 - 10$ . При  $K = 2.6$   $P = 0.3$ . Значения  $K > 2.6$  соответствуют корневой части рудных тел.

Оловорудные месторождения, локализующиеся среди вулканитов вулканоплутонических структур, чаще всего имеют незначительную протяженность (до 300 м) рудных тел на глубину (Карадубская группа месторождений, месторождения Омсукчанского, Фурмановского районов и др.). Значения  $K$  для этой группы месторождений варьируют в интервале 0.01 — 100. Верхней части интервала оруденения соответствуют значения

Рис. 4. График определения протяженности  $P$  оловянного оруденения на глубину для месторождений, локализующихся в вулcano-плутонических структурах.



$K < 0.01$ . Корневая область характеризуется значениями  $K > 40$ . Центральная, наиболее продуктивная часть интервала общего размаха оруденения, определяющаяся в 300 м, — интервалом  $0.01 < K < 40$ . Определение протяженности оруденения на глубину приводится с использованием графика (рис. 4), составленного для Карадубской группы месторождений. Общий размах оруденения по вертикали в Комсомольском рудном районе равен 1000 м. Верхней его части (около 200 м) соответствуют значения  $0.11 < K < 4.0$ . Корневая часть рудных тел, протяженность которой на глубину принята условно 200 м, характеризуется значениями  $K$  большими 46. Центральной части, определяющейся в 600 м, соответствует  $4 < K < 46$ .

Протяженность оруденения на глубину можно оценивать с помощью следующих эмпирических уравнений:

$$P = 660 - 410 \lg K \quad (\text{при } K \leq 10), \quad (4)$$

$$P = 950 - 570 \lg K_1 \quad (\text{при } K > 10). \quad (5)$$

При  $K=46$  размах оруденения равен нулю; это условная граница наиболее продуктивного горизонта рудного тела с его корневой частью. Для корневой части рудных тел  $K > 46$ .

**Разрешающая способность индикаторов на различных стадиях геологического производства.** На стадиях региональных геологосъемочных и поисковых работ индикаторы позволяют определять генетический тип оруденения, степень его эродированности и протяженность оруденения на глубину. Последнее целесообразнее делать на подстадии поисково-оценочных работ. Данный метод в комплексе с геологическими и другими методами поисков позволяет производить разбраковку и оценку минералогических (шлиховых) и геохимических аномалий олова. При этом используются графики, приведенные на рис. 2. На подстадии поисково-оценочных работ после выявления генетического типа объекта и подбора графика определения протяженности оруденения на глубину выполняется оценка объекта. Например, рудопроявление Ивановское, для которого  $K=2.4$   $C=39$  г/т, по графику (рис. 2, б) определяем, что залегающий в терригенных образованиях объект относится к хлоритовому типу. Глубина отложения касситерита от палеоповерхности на опробованном горизонте равна 1.65 км, поле достаточно глубоко эродировано. По уравнению 3 определяем  $P=0$ . Это значит, что выведенные на дневную поверхность рудные тела эродированы до корневой области. Второй пример — рудопроявление Медвежье. Среднеарифметическое содержание скандия в касситеритах равно 20 г/т. По этому признаку, а также по значениям  $C=300$  г/т и  $K=0.08$  объект относится к хлоритовому типу. Однако он находится в вулканитах, поэтому протяженность оруденения на глубину вычисляется по графику, изображенному на рис. 4. Степень эродированности поля слабая, и оно имеет значительный «потенциал» поисков скрытого оруденения. Протяженность изученных тел на глубину в среднем составляет около 250 м.

На стадиях предварительной, детальной и эксплуатационной разведок метод оценки оловорудных месторождений по микроэлементам в касситеритах позволяет определять протяженность рудных тел на глубину и прогнозировать запасы олова.

### Литература

- Барсуков В. Л. Основные черты геохимии олова. «Наука», 1974. 141 с.
- Гинзбург А. И. О минералах — геохимических индикаторах и их значений при поисках редких металлов в пегматитах. — ДАН СССР, 1954, т. 98, № 2, с. 233—235.
- Доломанова Е. И., Подольский А. М., Добровольская Н. В., Лосева Т. И., Савинский И. Д., Рабинович С. Г. К вопросу об изоморфизме в касситеритах. — В кн.: Изоморфизм в минералах. М., «Наука», 1975, с. 61—79.
- Максимюк И. Е. Касситериты и вольфрамиты. М., «Недра», 1973. 65 с.
- Никулин Н. Н. К вопросу об определении глубины формирования оловорудных тел по концентрации индия в касситеритах. — В кн.: Генетические типы, условия образования и закономерности размещения олова и вольфрама северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1966, с. 101.
- Никулин Н. Н. Распределение индия, ниобия и скандия в касситеритах Хинганского месторождения. — Вестн. ЛГУ, 1967, № 6, с. 31—36.
- Никулин Н. Н. Способ оценки оловорудных объектов касситерито-силикатной формации по элементам-примесям в касситеритах. — В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М., «Наука», 1972, с. 59—60.
- Никулин Н. Н. О факторах концентрации индия в касситеритах. — В кн.: Вопросы металлогении и зональности месторождений Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1974, с. 241—245.
- Осипова Г. А., Азарова Л. И., Бутенко Л. А. Элементы-примеси в касситеритах различной модификации и окраски. — В кн.: Минералогия и генезис месторождений Приморья и Приамурья. Владивосток, 1976, с. 83—100.
- Рябчиков И. Д. Термодинамический анализ поведения малых элементов при кристаллизации силикатных расплавов. М., «Наука», 1965. 113 с.

*И. А. Карякин*

## ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ТИПОМОРФНЫХ ПРИЗНАКОВ КАССИТЕРИТА ПРИ ИЗУЧЕНИИ И ОЦЕНКЕ ОЛОВОНОСНЫХ РОССЫПЕЙ И ИХ КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ

Важными задачами оценки коренных оловянных месторождений на ранних стадиях являются определение формационного типа месторождения, его масштаба, перспектив оруденения на глубину и закономерностей распределения богатых руд (Методические указания. . ., 1975; Арский и др., 1977). При оценке оловоносных россыпей на ранних стадиях изучения существенное значение имеет выявление коренного источника, определение его генетического типа и уровня эрозионного среза. При изучении россыпей важная роль отводится оценке сортности и технологических свойств касситерита. Существенную помощь в решении перечисленных задач может оказать использование типоморфных признаков касситерита.

Определение формационной принадлежности коренного месторождения по касситериту обосновано работами А. М. Болдыревой, Я. Д. Готмана, И. Ф. Григорьева, Е. И. Доломановой, А. С. Дудыкиной, Г. Б. Жилинского, С. Ф. Лугова, И. Е. Максимюк и других исследователей и производится по совокупности типоморфных свойств касситерита. Поскольку типоморфизм коренного касситерита освещен в литературе достаточно полно (см., например, Доломанова и др., 1969; Максимюк, 1973), остановимся лишь на перечислении наиболее информативных типоморфных признаков.

1. Кристалломорфология касситерита: набор простых форм, габитус и облик индивидов (эти признаки давно стали классическими), а также относительное количество двойников и скульптура граней. Облик кристаллов касситерита изменяется в сторону удлинения от пегматитовой к касситерито-сульфидной формации. В этом же направлении изменяется габитус — от дипирамидального до призматического или остродипирамидального. Как показывают исследования автора, в этом же направлении упрощается и сглаживается скульптура граней кристаллов и уменьшается относительное количество сдвойникованных индивидов.

2. Состав, концентрация и соотношение элементов-примесей. Концентрация Nb, Ta, Zr, W, Sc, U, Mn, Ti закономерно понижается от месторождений высокотемпературных формаций (пегматитов) к месторождениям низкотемпературных формаций (касситерито-сульфидным); концентрация In, V, As, Pb, Zn, Sb, Cu заметно выше именно в касситерито-сульфидных месторождениях. Величины отношений содержаний Ta/Nb, Nb/Sc, Nb/In, Sc/In, Ti/Fe убывают в касситеритах по мере перехода от пегматитовых к касситерито-сульфидным месторождениям.

3. Физические свойства: окраска, твердость, механическая прочность. Изменения указанных свойств определяются вариациями содержаний примесей в касситерите. Интенсивность окраски касситеритов снижается от месторождений высокотемпературных формаций к месторождениям низкотемпературным. В этом же направлении повышается их твердость и механическая прочность.

Следует отметить, что сам по себе ни один из признаков не указывает прямо на формационный тип месторождения. Решение о принадлежности коренного месторождения к тому или иному формационному типу необходимо принимать по комплексу признаков.

Важной особенностью типоморфизма коренного касситерита является то, что на фоне определенного уровня признаков, характеризующих ту

или иную рудную формацию, наблюдается их закономерная изменчивость, обусловленная положением касситерита в месторождении и рудном теле. Знание характера этой изменчивости позволяет устанавливать фациальную зональность оруденения, оценивать глубину образования касситерита (а следовательно, и уровень эрозионного среза) и перспективы оруденения на глубину, а также выявлять обогащенные участки рудных тел.

Так, на ряде изученных автором якутских месторождений типоморфные свойства касситерита отражают существование объемно-концентрической фациальной зональности. Например, для Депутатского месторождения характерно: 1) снижение содержаний W, Mn, Ti, Nb, In в касситеритах по мере удаления от центра месторождения и повышение в этом же направлении концентраций Pb, Zn, Cu, Bi, Ag, Y, Yb; 2) по падению рудных тел увеличиваются отношения Nb/In, Nb/Sc, Ti/Fe (Жарякин, 1972).

Оценка уровня эрозионного среза коренного источника и перспектив оруденения на глубину может производиться с помощью кристалломорфологического анализа по методу Н. З. Евзиковой (1972, 1976), а также по соотношению концентраций типоморфных элементов-примесей: In, Nb, Sc, Fe, Mn, Ti (Никулин, 1966; Осипова, 1972).

Одной из главных задач изучения коренного месторождения является выявление в пределах рудных тел обогащенных участков — рудных столбов. Проведенные автором исследования на оловорудных месторождениях Якутии показывают, что поисковым признаком рудных столбов может служить следующая совокупность типоморфных свойств касситерита: 1) принадлежность к кристалломорфологическому типу IV (в трактовке Н. З. Евзиковой); 2) повышенные концентрации элементов-примесей и максимальные отношения Ti/Fe; 3) наиболее высокая для данного рудного тела температура начала массовой декрепитации газовой-жидких включений. Такая совокупность типоморфных свойств касситерита в рудных столбах изученных месторождений обусловлена тем, что последние приурочены к ранним участкам рудовмещающих структур (Лир и др., 1973) и, следовательно, касситерит в них наиболее высокотемпературный, а зарождение индивидов является наиболее ранним по отношению к прирывающим участкам рудного тела.

Таким образом, изучение типоморфных признаков коренного касситерита способствует проведению геологической оценки оловорудного месторождения. Следует подчеркнуть также важность изучения физико-механических свойств коренного касситерита, обуславливающих наряду с высокой химической устойчивостью и большим удельным весом его способность сохраняться и накапливаться в россыпях. Эти свойства являются типоморфными и изменяются в широком диапазоне как у касситеритов из месторождений различных формаций, так и в пределах одного месторождения. Касситериты, имеющие лучшие прочностные характеристики, представляют наибольшую ценность как россышеобразующий материал. Поэтому изучение касситерита коренных источников помогает прогнозировать качество полезного компонента россыпей.

Рассмотрим возможности использования типоморфных особенностей россышного касситерита для оценки россыпей и коренных источников.

В результате исследований касситерита из якутских россыпей автором установлено закономерное изменение многих его физических свойств по мере удаления от коренного источника. Это изменение проявляется в следующем: 1) в сдвиге вверх спектров отражения в видимом диапазоне, что указывает на уменьшение интенсивности окраски касситерита; 2) в уменьшении в инфракрасных спектрах поглощения интенсивности полос поглощения с максимумом  $1100\text{ см}^{-1}$ ; 3) в резком снижении в пробах доли магнитного касситерита и уменьшении валовой магнитной восприимчивости касситерита; 4) в повышении его механической прочности и твердости.

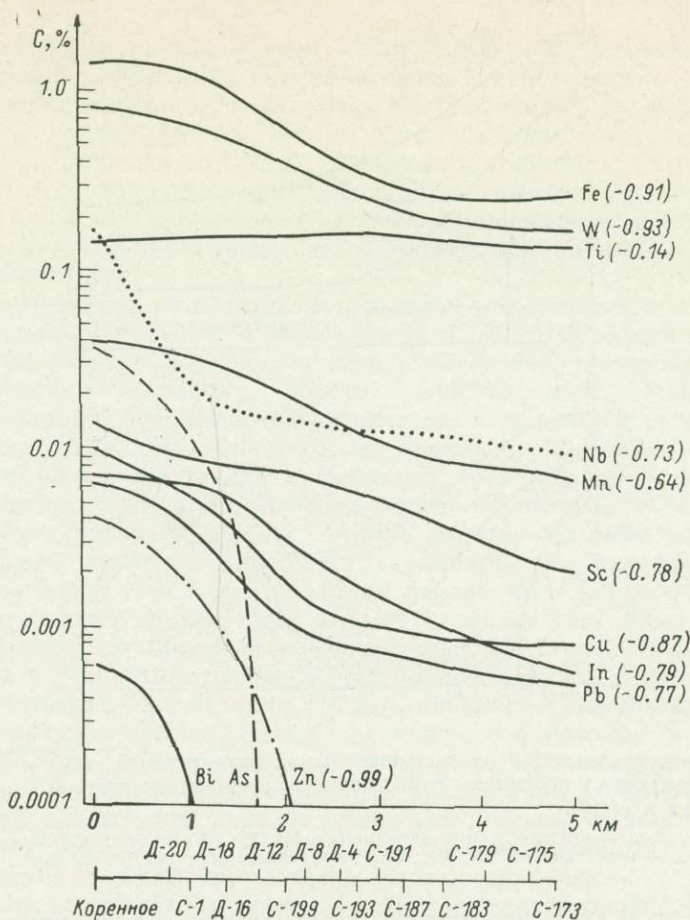


Рис. 1. Изменение содержаний элементов-примесей в касситерите из россыпи Суор-Дорожный (Якутия) в зависимости от расстояния до коренного источника.

В скобках — ранговый коэффициент корреляции. На вспомогательной оси показаны номера и места отбора проб.

Изучение примесей в россыпном касситерите выявило уменьшение содержания большинства из них по сравнению с коренным и притом тем более существенное, чем дальше удален россыпной касситерит. Это хорошо иллюстрируется кривыми изменения содержания примесей (рис. 1) и подтверждается устойчивым линейным трендом; ранговые коэффициенты корреляции для большинства элементов близки к  $-1$ . Содержание многих примесей в россыпном касситерите снижается почти на порядок (Fe, Nb, Mn, Sc), а некоторые примеси вообще исчезают (As, Bi) или присутствуют в минимальных, близких к пределу чувствительности анализа концентрациях (Pb, Zn, Cu). Важно отметить, что в россыпях с двумя коренными источниками (например, в россыпи р. Тенкели) в касситерите наблюдается сначала уменьшение содержаний примесей по мере удаления от верхнего коренного источника, а затем возрастание в зоне примыкания нижнего источника (рис. 2). Снижению содержаний элементов-примесей в россыпном касситерите соответствует осветление окраски, уменьшение магнитной восприимчивости и возрастание прочности.

Причинами изменения свойств касситерита при переходе в россыпь являются прочностной отбор среди индивидов касситерита при транспортировке в россыпях и вынос примесей в результате их избирательного растворения (Карякин, 1977). Существование прочностного отбора обес-



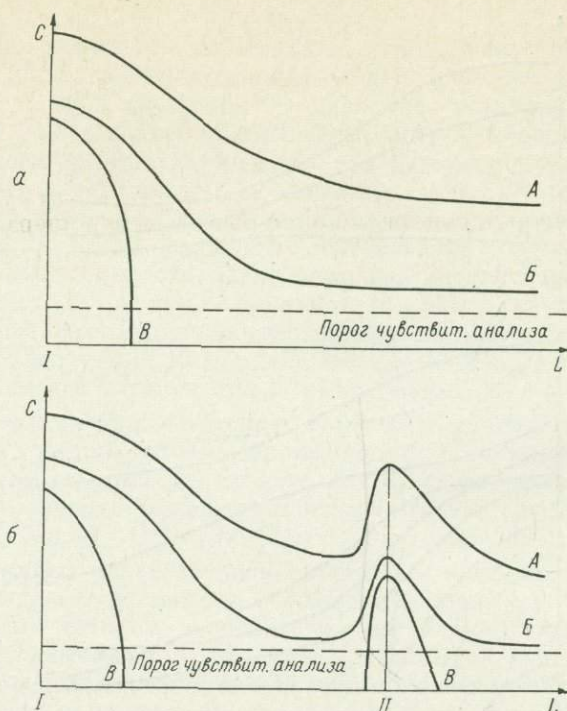


Рис. 2. Характер изменения содержания элементов-примесей (С) в касситерите при транспортировке в россыпях с единственным коренным источником I (а) и с двумя источниками I и II (б).

Группы примесей: А — относительно устойчивые (Fe, Mn, W, Nb, In, Sc, Zr), Б — малоустойчивые (Pb, Cu, Zn), В — неустойчивые (As, Bi). L — расстояние от коренного источника.

печено тем, что диапазон значений механической прочности для отдельных зерен касситерита в пределах одного коренного источника весьма значителен: 200—1200 г на зерно. В россыпи же сохраняется и накапливается касситерит с лучшими прочностными характеристиками. Такой касситерит содержит наименьшее количество микровключений минералов-примесей и, следовательно, наименьшее количество элементов-примесей. Таким образом, прочностной отбор обуславливает концентрацию в россыпях наиболее прочного и относительно чистого от примесей касситерита. В результате избирательного растворения и выноса из касситерита ряда примесей в условиях россыпеобразования происходит дополнительное очищение касситерита, приводящее к вторичному обеднению индивидов.

Поскольку при переходе в россыпь валовые свойства (т. е. свойства мономинеральной пробы) касситерита существенно изменяются, предлагается разделять его типоморфные признаки по степени устойчивости при процессах россыпеобразования на стабильные, сохраняющиеся при этих процессах, и мобильные, направленно изменяющиеся. К группе стабильных типоморфных признаков должны быть отнесены все кристалломорфологические признаки, а также особенности анатомии кристаллов. К группе мобильных признаков относятся состав и концентрация элементов-примесей, прочность и ряд других физических свойств — окраска, парамагнитность и т. д.

На основании фактических данных классификация элементов-примесей, с точки зрения их сохранности в касситерите, при процессах россыпеобразования представляется следующим образом: 1) неустойчивые — As, Bi, Hg, присутствующие только в ближайших к коренному источнику

частях россыпей; 2) малоустойчивые — Zn, Pb, Cu — с удалением касситерита от коренного источника быстро убывают до минимальных, близких к пределу чувствительности анализа, концентраций; 3) относительно устойчивые — Fe, Mn, W, Nb, In, Sc, Zr — с заметным снижением концентраций на расстоянии до 4—5 км от коренного источника; 4) инертные — Si, Al, Mg, V и др.; их содержание в касситерите остается примерно на одном уровне с коренным. Причина различия в характере изменения содержаний элементов-примесей заключается, по-видимому, в форме их нахождения в касситерите.

Свойства касситерита в пределах россыпей распределяются зонально. Рядом исследователей (Н. З. Евзиковой, Т. М. Амичба, автором) в разрезах россыпей наблюдалась зональность распределения кристалломорфологических типов касситерита, обратная вертикальной зональности коренного источника. Она является по существу отраженной вертикальной зональностью стабильных типоморфных признаков. По характеру такой зональности можно оценивать эрозионный срез коренного источника, используя для этого кристалломорфологический метод Н. З. Евзиковой.

В россыпях северо-восточной Якутии автором впервые установлена горизонтальная зональность мобильных типоморфных признаков касситерита, проявляющаяся в закономерном изменении в плане россыпи его физических и химических свойств. Она обусловлена явлениями прочностного отбора, выноса примесей и прочих изменений свойств россыпного касситерита в результате процесса россыпеобразования. В пределах изученных россыпей (Депутатский, Тенкелийский, Крайнинский рудно-россыпные узлы) можно выделить следующие зоны (рис. 3).

Первая зона — ближайшая к коренному источнику (верхняя) часть россыпи. Здесь происходит интенсивный прочностной отбор касситерита, отражающийся в крутом подъеме кривой его механической прочности; в касситерите присутствуют неустойчивые элементы-примеси, происходит резкое падение содержаний малоустойчивых примесей.

Вторая зона — средняя часть россыпи — характеризуется замедлением прочностного отбора касситерита, интенсивным падением содержания относительно устойчивых примесей, отсутствием неустойчивых и предельно низкими содержаниями малоустойчивых примесей, уменьшением парамагнитности касситерита и заметным осветлением окраски.

Третья зона — нижняя часть россыпи — фиксируется выравниванием значений механической прочности, стабилизацией на нижнем уровне содержаний элементов-примесей, наибольшей осветленностью и наименьшей магнитной восприимчивостью касситерита.

Выявленные особенности свойств россыпного касситерита имеют практическое значение, во-первых, при оценке генетического типа коренного источника по касситериту россыпи. Здесь предпочтение следует отдать стабильным типоморфным признакам касситерита, т. е. кристалломорфологии и анатомии индивидов. Мобильные признаки имеют лишь вспомогательное значение, так как могут давать искаженную информацию. Удовлетворительно «работать» они могут только в касситеритах из наиболее приближенных к коренным источникам частей россыпей. Из мобильных примесей следует учитывать содержание наиболее информативных и относительно устойчивых элементов, таких как Nb, Ta, Sc, In. Малоустойчивые примеси не могут рассматриваться в качестве типоморфных для этой цели, так как в результате выноса их содержание будет уравниваться для россыпей с разными типами коренных источников.

Другая практическая задача — оценка удаленности россыпного касситерита от коренного источника или же оценка размера россыпи — может производиться по степени изменения в россыпи его мобильных типоморфных признаков, в том числе химического состава. Изменение последнего легко устанавливается даже полуколичественным спектральным анализом. Приближенную (качественную) оценку удаленности россыпи от корен-

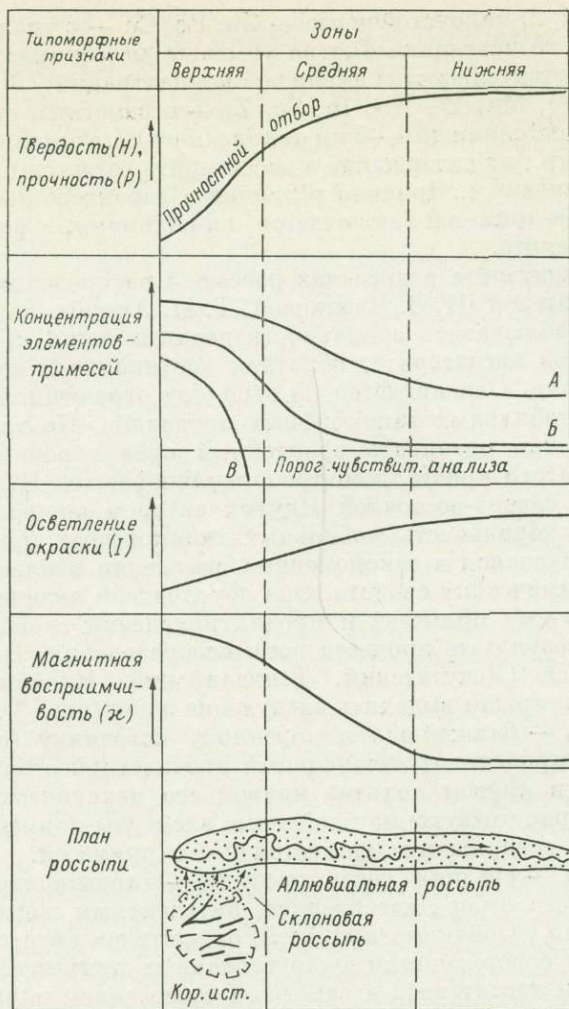


Рис. 3. Схема горизонтальной зональности россыпей по мобильным типоморфным признакам касситерита.

Расстояние зон от коренного источника: верхняя — до 1 км, средняя — до 3—4 км, нижняя — более 4 км. Группы примесей: А — относительно устойчивые (Fe, Mn, W, Nb, In, Sc, Zr), Б — малоустойчивые (Pb, Cu, Zn), В — неустойчивые (As, Bi).

ного источника рекомендуется производить по зональности мобильных типоморфных признаков касситерита. Так, наличие в россыпном касситерите неустойчивых (As, Bi) и присутствие устойчивых и малоустойчивых примесей в значительных концентрациях свидетельствует о непосредственной близости россыпи к коренному источнику. Таким образом, в результате качественной оценки по данным немногих проб может быть определено, из какой части россыпи — нижней, средней или верхней — взята проба касситерита.

Следует учитывать, что при наличии нескольких питающих россыпей коренных источников, примыкающих к разным ее частям, оценка удаленности по элементам-примесям может производиться лишь по отношению к ближайшему вверх по течению ручья коренному источнику. Присутствие в россыпи нескольких пиков повышенного содержания примесей (в том числе неустойчивых) является поисковым признаком на существование соответствующего числа коренных источников (рис. 2).

Анализ кривых изменения содержаний элементов-примесей в россыпных касситеритах показывает, что процесс очищения касситерита от при-

месей может быть охарактеризован в конечном итоге уравнением, связывающим концентрацию примеси с расстоянием переноса:

$$\lg C = \frac{\alpha}{\beta + L^2},$$

где  $C$  — содержание исследуемой примеси в касситерите, г/т;  $L$  — расстояние переноса россыпного касситерита, км;  $\alpha$  и  $\beta$  — параметры (числовые коэффициенты), отражающие особенности концентрации и высвобождения примеси.

Из приведенного уравнения следует, что

$$L = \sqrt{\frac{\alpha}{\lg C} - \beta}.$$

Указанные уравнения с подобранными числовыми коэффициентами  $\alpha$  и  $\beta$  можно использовать в качестве расчетных формул для определения вероятного расстояния сноса касситерита по концентрации в нем примесей.

Конкретные оценочные уравнения должны выводиться для месторождений-эталонов и использоваться затем в пределах соответствующего рудно-россыпного района для россыпей с одинаковым формационным типом коренного источника. Расчет с помощью указанных уравнений расстояния переноса касситерита в россыпях северо-восточной Якутии показал хорошую сходимость результатов по железу, ниобию и марганцу.

Количественную оценку удаленности россыпей от коренных источников в принципе можно производить не только по содержанию мобильных типоморфных элементов-примесей, но и по любым другим закономерно изменяющимся мобильным типоморфным признакам, анализ которых возможно производить массовыми недорогостоящими методами. Например, закон изменения валовой магнитной восприимчивости, или концентрации «магнитной» фракции касситерита по мере его перемещения в россыпи, также может быть описан уравнением типа (рис. 3)

$$y = \frac{\alpha}{x^2 + \beta},$$

что обусловлено прямой зависимостью парамагнитности касситерита от концентрации в нем железа. Изменение концентрации магнитной фракции очень удобно для проведения таких расчетов, так как в ходе стандартного минералогического анализа шлиха измеряется количество «магнитного» касситерита.

Существенным моментом оценки россыпей является прогнозирование качества оловянного концентрата и касситерита. При оценке россыпей с так называемым «пищевым» оловом, идущим для использования в консервной промышленности, рекомендуется учитывать изменчивость свойств россыпного касситерита (прежде всего содержание вредных примесей) и производить отдельную оценку сортности касситерита для разных частей россыпи. Поскольку при переходе в россыпь в касситерите резко снижается содержание таких вредных примесей, как мышьяк, висмут, свинец, цинк, медь и другие, то россыпь с промышленно наиболее ценным «пищевым» оловом может образоваться за счет коренных источников с высоким валовым содержанием вредных примесей в касситерите.

Таким образом, выявленные закономерности изменения свойств и состава касситерита при переходе в россыпь имеют существенное значение как при поисках коренных месторождений шлиховыми методами, так и при геологоразведочных работах на россыпях, особенно на ранних их стадиях. Изучение типоморфных признаков касситерита позволяет решать ряд практических вопросов, имеющих первостепенное значение для оценки россыпей, в том числе выявлять основные и дополнительные источ-

**ники** питания россыпи, прогнозировать их генетический тип, оценивать размер россыпи и ее удаленность от коренного источника, прогнозировать изменение качества полезного ископаемого.

### Литература

Арский Ю. М., Карякин И. А., Николина Ж. А. Геолого-экономическая оценка оловорудных месторождений при поисково-оценочных работах. — Зап. ЛГИ, 1977, т. 72, вып. 2, с. 98—102.

Доломанова Е. И., Боярская Р. В., Ракчеев А. Д., Яковлевская Т. А. Касситерит и его типоморфные особенности. — В кн.: Типоморфизм минералов. М., «Наука», 1969, с. 128—184.

Евзикова Н. З. О времени и месте появления плотных граней на кристаллах минералов. — В кн.: Кристаллогенезис и процессы минералообразования. Л., Изд-во ЛГИ, 1976, с. 23—29.

Карякин И. А. Типоморфные и типохимические особенности касситерита Депутатского месторождения. — В кн.: Кристаллография и минералогия. Л., Изд-во ЛГИ, 1972, с. 200—205.

Карякин И. А. Об изменении некоторых свойств касситерита при переходе в россыпь. — В кн.: Геология и особенности размещения полезных ископаемых Якутии. Изд-во Якутск. ун-та, 1977, с. 86—89.

Лир Ю. В., Гуреева И. А., Карякин И. А. Температурные условия формирования руд Депутатского месторождения. — Зап. ЛГИ, 1973, т. 65, вып. 2, с. 39—42.

Максимюк И. Е. Касситериты и вольфрамиты. М., «Недра», 1973. 136 с.

Методические указания о проведении геологоразведочных работ по стадиям. М., Изд-во ВИЭМС, 1975. 66 с.

Никulin Н. Н. К вопросу об определении глубины формирования оловорудных тел по концентрации индия в касситеритах. — В кн.: Генетические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама Северо-Западного сектора Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, Изд-во Дальневост. фил. СО АН СССР, 1966, с. 101—102.

Осипова Г. А. Элементы-примеси в касситерите как возможные индикаторы относительной глубины формирования олово-полиметаллических месторождений (Кавалеровский район, Приморье). — В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений (тезисы докладов). М., Изд-во АН СССР, 1972, с. 61—62.

## К ОЦЕНКЕ СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПО МИНЕРАЛОГИЧЕСКИМ КРИТЕРИЯМ

Автор неоднократно обращался к вопросу оценки скарново-магнетитовых месторождений по минералогическим критериям (Кантор, 1976а, 1976б, 1977, 1979). Полученные за последнее время данные позволяют дополнить и развить предыдущие положения.

**Железистость и другие типоморфные свойства сорудного граната как критерий оценки месторождений.** Описываемый гранат называется сорудным, потому что большая часть его выделяется близко по времени с магнетитом. Это было рассмотрено автором (Кантор, 1948) на примере месторождений Ауэрбахо-Турьинского рудного поля на Урале, а значительно раньше — А. Н. Заварицким (1927) на горе Магнитной, где выделяются две фазы минералообразования, в процессе которых кристаллизовались: 1) гранат, пироксен, магнетит и 2) амфибол, хлорит и эпидот; при этом минералы второй фазы нередко замещают минералы первой. Мнение Э. Вейншенка (1935) может, видимо, служить косвенным подтверждением сказанного, поскольку он рассматривает скарны как массивные скопления металлических окислов (именно магнетита), которые обычно окружены оболочкой плотных или крупнозернистых агрегатов разнообразных силикатов кальция. В более узком смысле слова сорудным является тот гранат, который образуется непосредственно при оруденении. Такой гранат представлен в основном андрадитовым компонентом (70—95%) и обнаруживает высокое содержание титана.

Принципиальная возможность сопоставимости железистости граната с масштабом оруденения базируется на следующем: 1) как в скарновую стадию, так и в послескарновую появлению магнетита предшествует постепенное увеличение железа в силикатах (Заварицкий, Кирова, 1973); 2) содержание железистой составляющей в сорудных силикатах является наиболее высоким в рудную стадию; 3) на ряде примеров (месторождения Ирбинско-Краснокаменского района Восточного Саяна; Южно-Адаевское и Бенкалинское Южного Тургая и др.) видно, что железистость граната увеличивается с приближением к магнетитовым рудным телам.

На рис. 1 показаны гистограммы распределения железистости гранатов в скарново-магнетитовых месторождениях различных районов. Известна значительно пониженная в целом железистость гранатов в месторождениях платформы по сравнению со складчатыми областями: среднее содержание андрадитового компонента гранатов из скарнов железорудных месторождений юга Сибирской платформы, по данным В. А. Вахрушева, А. Е. Воронцова (1976), равно 46%, а в гранатах из магнетитовых месторождений Алтае-Саянской складчатой области, по данным тех же авторов, равно 60%. С учетом этой разницы можно заметить, что максимумы гистограмм в наиболее мелких месторождениях складчатых областей (Мульгинское и Маргоз) лежат на гроссуляровом интервале, а в самых крупных (Соколовское и Сарбайское) — на андрадитовом. В то же время максимумы в крупных месторождениях платформы (Тагарское и Нерюндинское) находятся на отрезке гроссуляр—«аплом» (35% андрадита, 65% гроссуляра).

В табл. 1 приведены сводные данные о содержании андрадитовой молекулы в гранатах и формулы последних для скарново-магнетитовых месторождений различных районов. Согласно А. П. Грудеву (1964), приняты следующие пределы между миналами различной железистости граната: гроссуляр 0—34% андрадитовой молекулы, аплом 35—65, андрадит 65—100. Из общего числа (100%) анализированных проб мине-

Таблица 1

Сводные данные о составе гранатов для скарново-магнетитовых месторождений различных районов

Номер на рис. 2	Месторождение	Район	Состав гранатов					число анализов
			содержание андрадита, мол. %		формула граната, мол. %			
			среднее	пределы	Грс	Апл	Анд	
1	Коршуновское	Ангаро-Илимский	56.8	26—88	25	37.5	37.5	16
2	Рудногорское	»	47.6	36—88	0	100	0	7
3	Красноярское	То же	31	27—36	66.7	33.3	0	3
4	Татьянинское	» »	74.0	62—81	0	20	80	5
5	Тубинское	» »			100	0	0	
6	Нерюндинское	Ангаро-Катский	51.8	12.5—100	9.1	81.8	9.1	11
7	Тагарское	Средне-Ангарский	39.7	4.4—81.6	35.8	58.5	5.7	53
8	Качарское	Тургай	87	75—97	0	0	100	6
9	Соколовское	»	69.1	34—90	3.6	35.7	60.7	28
10	Сарбайское	»	74.3	47—96	0	19.2	80.8	26
11	Алешинское	»	81.7	43—100	0	18.8	81.2	16
12	Ломоносовское	»	71.8	67.4—77.6	0	0	100	4
13	Сорское	»	63.3	16—100	13.2	34	52.8	53
14	Белкарагайское II	»	86.1	63—100	0	9.1	90.9	11
15	Северное Третье	Урал	61.3	51—80	0	77.8	22.2	20
16	Теченское	»	50.6	36.7—63.5	25	75	0	4
17	Березовское	»	41.6	33—47.4	14.3	85.7	0	7
18	Масловское	»	65	44—84	0	33.3	66.7	6
19	Ауэрбаховское	»	57.2	11—96	16.7	38.9	44.4	18
20	Магнитогорское	»	87	72—98	0	0	100	3
21	Лебяжинское	»	57	43—88	0	75	25	4
22	Сусинген	Тянь-Шань		21—96	45	45	10	21
23	Кара-Арча	»			100	0	0	
24	Инское	Алтай	56.1	20—77	16.6	41.7	41.7	23
25	Шальмское	Горная Шория	37.9	29.4—46.3	50	50	0	2
26	Маргоз	Восточный	30.8	0.0—90.0	62.5	25	12.5	16
27	Мульгинское	Саян	32.7	15—66	73.8	26.2	0	42
28	Ирбинское	То же	57.8	27.7—96.6	15.8	47.4	36.8	19
29	Гаринское	Приамурье	78	59—99	0	40	60	5
30	Дашкесанское	Закавказье	54.6	42—81.1	23	38.5	38.5	13

Примечание. Пример расчета состава граната: из общего числа (100%) 16 анализированных монофазный граната Коршуновского месторождения, где 4 относится к гроссуляру, 6 — к аллому и 6 — к андрадиту, получаем формулу, приведенную в таблице: Грс<sup>25</sup> Апл<sup>37.5</sup> Анд<sup>37.5</sup>.

рала для данного месторождения вычислен процент каждого минала, ограниченного указанными пределами. Согласно таким формулам, составы гранатов 30 месторождений нанесены соответствующими знаками на треугольную диаграмму (рис. 2).

Рациональность выделения трех разновидностей кальциевых гранатов показана А. П. Грудевым (1964). Последний основывается на исследованиях В. С. Соболева (1947 г.) и Д. П. Григорьева (1961 г.), указавших возможные пути решения вопроса о рациональном выделении разновидностей в широких изоморфных рядах при отсутствии резких изменений хода свойств в зависимости от состава (что имеет место в случае кальциевых гранатов).

Анализ данных (рис. 2, табл. 1) показывает следующее:

1) мелкие месторождения в целом (3, 5, 22, 23 и 25—27) попадают непосредственно на гроссуляровый угол или тяготеют к нему; 2) крупные месторождения (1, 8—12, 20 и 29) находятся в андрадитовом углу либо расположены поблизости от него; 3) абсолютное большинство рядовых месторождений (2, 13, 15, 21, 24, 28 и 30) занимает поле, промежуточное

Рис. 1. Гистограммы распределения железистости гранатов из скарново-магнетитовых месторождений различных районов.

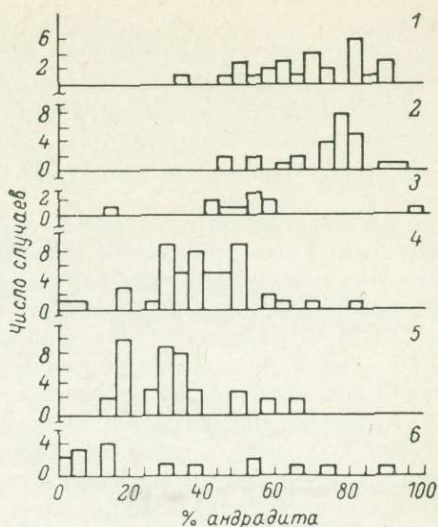
1 — Соколовское (28 ан.); 2 — Сарбайское (26 ан.); 3 — Нерюндинское (11 ан.); 4 — Тагарское (53 ан.); 5 — Мульгинское (42 ан.), 6 — Маргоз (16 ан.).

между двумя первыми полями, с уклоном в сторону угла «аплом»; 4) наиболее крупные месторождения платформы — Коршуновское (1), Рудногорское (2), Нерюндинское (6), Тагарское (7) — располагаются или в средней части треугольника или уклоняются в сторону угла «аплом», что можно считать закономерным, если учесть пониженную в целом железистость граната в месторождениях платформы по сравнению со складчатыми областями.

Имеются, однако, некоторые отклонения от указанной зависимости. Так, известные пока мелкие месторождения Белкарагайское-II (14) и Татьянаинское (4) тяготеют к углу «андрадит», тогда как более крупное по сравнению с ними Краснояровское (3) расположено довольно близко к углу «гроссуляр». Вероятными причинами несоответствия положения отдельных точек диаграммы масштабу месторождений являются различие числа анализов для разных месторождений (от 3 до 53), а также то, что на диаграмму нанесены не только сорудные гранаты, но и реликтовые.

Для того чтобы в целях сопоставления типоморфных свойств граната с масштабом месторождений базироваться исключительно на сорудных гранатах, необходимо найти признаки их опознавания. Такими признаками могут быть высокое или повышенное содержание титана в минерале (Грудев, 1964, Подлесский, 1975) и двупреломляющий характер граната (Кантор, 1948). Другим типоморфным свойством граната, способным служить признаком масштабности месторождений, является его цвет: микроскопически черный, а в шлифах красно-бурый гранат встречается лишь в крупных месторождениях (Соколовское, Сарбайское, Коршуновское, Нерюндинское, Тагарское и др.). Действительно и обратное: появление такого граната указывает на возможность выявления непосредственно на данном участке или в ближайшем его окружении (рудное поле, рудный узел) крупного магнетитового месторождения. При этом, чем больше его экстенсивность — интенсивность, тем больший масштаб месторождения можно ожидать. Вместе с тем отсутствие микроскопически черного, а в шлифах красно-бурого граната может служить одним из признаков мелкого масштаба магнетитовых месторождений.

Наиболее детально изученный гранат из карьера Коршуновского месторождения (горизонт 315 м) интересен в различных отношениях. Его кристаллы (до 5—7 мм в поперечнике) ромбододекаэдрического габитуса образуют щетки на сплошной массе мелко-среднезернистого коричнево-красного граната. Микронзондовым рентгеноспектральным анализом на приборе «Камебакс» (лаборатория Научно-исследовательского физико-химического института им. Л. Я. Карпова, Москва) в специально изготовленных шлифах установлено, что черной является лишь пленка ничтожной толщины, измеряемой долями микрометра. Любопытно, что индивиды всей остальной массы граната, не покрытой подобной пленкой, не обладают правильным габитусом. Эта масса сложена мелко-среднезернистым агрегатом. Как показал названный анализ данной пленки, содержание в ней





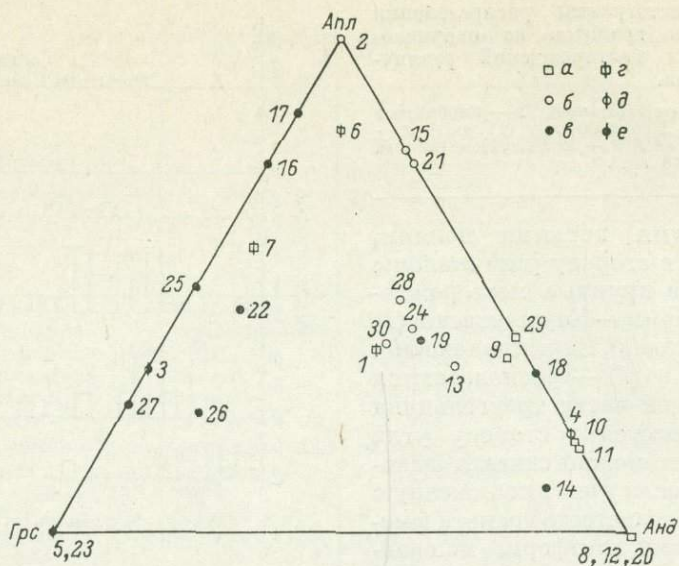


Рис. 2. Молекулярный состав гранатов в скарново-магнетитовых месторождениях различного масштаба.

Месторождения складчатых областей (а—в) и платформы (z—e): а, z — крупные; б, d — умеренные (рядовые); в, e — мелкие. Месторождения: 1 — Коршуновское, 2 — Рудногорское, 3 — Краснояровское, 4 — Татынинское, 5 — Тубинское, 6 — Нерюндинское, 7 — Тагарское, 8 — Качарское, 9 — Соколовское, 10 — Сарбайское, 11 — Алешинское, 12 — Ломоносовское, 13 — Сорское, 14 — Белкарагайское-II, 15 — Северное Третье, 16 — Теченское, 17 — Березовское, 18 — Масловское, 19 — Ауэрбахское, 20 — Магнитогорское, 21 — Лебяжинское, 22 — Сусинген, 23 — Кара-Арча, 24 — Инское, 25 — Шальмское, 26 — Маргоз, 27 — Мульгинское, 28 — Мульгинское, 29 — Ирбинское, 30 — Дашкесанское. Анд — андрадит, Грс — гроссуляр, Апл — аллом.

TiO<sub>2</sub> в 10 раз выше ( $\approx 2\%$ ), чем в коричневом зернистом гранате основной массы (0.2%). Черный цвет граната обусловлен, возможно, не только повышенным содержанием TiO<sub>2</sub>, но также и Fe<sup>2+</sup>. На последнее в свое время обращал внимание А. Е. Ферсман (1939). Касаясь гранатов, в частности андрадита, он отмечал, что содержание закиси железа наравне с окисью ведет к более темным тонам и указывает на месторождения магнетита, зеленовато-желтый гранат (гроссуляр) — на контакты с известняками без миграции железа и без месторождений магнетита. Содержание TiO<sub>2</sub> в черных гранатах некоторых Тургайских месторождений (Соколовское) достигает 3.5%.

Объяснить приуроченность черного титанистого граната к крупным скарново-магнетитовым месторождениям можно тем, что, возникшая позднее коричневого граната, он образуется, видимо, за счет извлечения титана из титаномагнетита наиболее высокотемпературной стадии минералообразования месторождения (например, Соколовское). Подтверждением этому может служить указанное в Коршуновском месторождении образование сфена за счет титаномагнетита. А. А. Кухаренко с соавторами (1965) также отмечают замещение шорломитом титаномагнетита. Выявление в шлифах существовавшего ранее в данном месте граната с повышенным содержанием титана может быть осуществлено не по красно-бурому цвету, а, например, по повышенному количеству сфена (или лейкоксена), находящемуся в шлифе вместе со слабоокрашенным гранатом.

**Значение других минералов для определения масштаба месторождений.**  
С к а п о л т ы. Наиболее мощные скопления скаполитов сосредоточены в крупных магнетитовых месторождениях северной части Тургай (Качарское, Соколовское, Сарбайское), тогда как на юге региона, где месторождения преимущественно мелкие и лишь иногда средние, скаполитов мало. Широко распространены скаполиты и в крупных магнетитовых месторождениях других регионов: Гороблагодатское, Анзасское, Кируна

в Северной Швеции и пр. Однако нельзя сказать, что во всех крупных магнетитовых месторождениях скаполиты распространены широко, а во всех мелких — мало. Такие «исключения из правил» представлены крупными месторождениями (Коршуновское, Нерюндинское, Тагарское, Магнитогорское), где скаполита очень мало, и мелкими месторождениями (Хайлеолское и Ижморские аномалии в Кузнецком Алатау и др.), где, наоборот, скаполита довольно много.

В целом скаполиты наиболее крупных месторождений складчатых областей (Качарское, Соколовское, Сарбайское, Высокогорское, Гороблагодатское и др.) характеризуются составом маршалит—дипир, анион которых представлен в основном хлором, хотя в последнем месторождении наряду с хлором обнаруживается довольно высокое содержание  $\text{H}_2\text{O}^+$  (2.12%). Скаполиты же ряда средних и мелких месторождений складчатых областей представлены в общем нередко разностями со значительно более высоким содержанием мейонитовой молекулы, достигающей 35—47 (Хайлеолское), 65 (Авзасское), 75—80 (Куржункульское) и даже 100 мол. % (Инское). Причем анион таких скаполитов представлен наряду с хлором значительным количеством  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}^+$ . В частности, скаполит небольшого месторождения Елтай на юге Тургая содержит 4.88%  $\text{H}_2\text{O}^+$  (Дымкин и др., 1967), а скаполит совсем мелкого Донинского магнетитового месторождения Восточного Забайкалья представлен карбонат-маршалитом (Смирнов, 1961). Состав скаполита магнетитовых месторождений Сибирской платформы, несмотря на весьма слабую его распространенность, колеблется достаточно резко. Например, в скаполите Коршуновского месторождения мейонитовой молекулы содержится от 12 до 84 мол.%, Тагарского — от 31 до 87 мол. %.

В целях оценки масштабности месторождений по скаполиту, помимо интенсивности его распространения и состава, следует еще учесть его парагенетическую ассоциацию и размерность индивидов. Так, для крупных месторождений представляется благоприятной ассоциация скаполита с титаномagnetитом, титанистым биотитом и др. Поскольку рудосносные скаполиты имеют более крупные размеры зерен, чем скаполиты околорудных пород, и по мере роста кристаллов в них увеличивается содержание хлора (Баклаев, 1973), то специальные исследования в этом направлении могут оказаться полезными для наших целей.

В литературе считается почти общепринятым, что скаполит образуется, как правило, в результате замещения алюмосиликатных пород, в частности плагиоклаза. Поэтому не лишним будет упомянуть о случаях образования его по карбонатным породам, тем более, что состав таких скаполитов достаточно специфичен. Подобные случаи отмечены как в магнетитовых месторождениях (мицзонит Куржункуля в Тургае), так и в безрудных контактах (р. Нижняя Тунгуска и окрестности ст. Гниvani в Винницкой обл.). Важно подчеркнуть, что во всех этих трех случаях содержание мейонитовой молекулы высокое и соответственно равно 48, 75—80 и 78—85 мол. %. В последнем случае, для которого наряду с оптическими данными приводится химический анализ минерала (Бобровник, 1948), обращает на себя внимание высокое содержание  $\text{CO}_2$  (4.10 вес. %) и  $\text{K}_2\text{O}$  (2.33%) при отсутствии хлора и малом количестве  $\text{Na}_2\text{O}$  (0.50%). Кстати, высокое содержание  $\text{K}_2\text{O}$  (2.71%) отмечается и в скаполите мелкого по масштабу Мульгинского месторождения и несколько меньшее содержание (1.80%) в скаполите среднего по запасам Ампалыкского месторождения.

Таким образом, для использования скаполита в целях оценки масштабности месторождений необходим сопряженный учет его распространения, состава, минеральной ассоциации, размеров индивидов. Большие скопления скаполита хлорид-маршалитового состава, содержащего не более 20—25% мейонитовой молекулы, характерны для крупных месторождений складчатых областей. Для мелких месторождений последних характерны в общем небольшие скопления скаполита, а в случае значитель-

ного его распространения он отличается повышенным содержанием мейонитовой молекулы и гидроксил- либо карбонат-аниона. Крупным месторождениям платформы свойственно малое распространение скаполита резко колеблющегося состава. Для того чтобы более надежно воспользоваться скаполитом для оценки масштаба месторождений, необходимо его дальнейшее систематическое изучение, прежде всего анионной части ( $\text{Cl}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}^+$ ,  $\text{SO}_4$ ), а также катионной ( $\text{K}_2\text{O}$  и пр.). В этом плане обычно применяемые оптические определения (показатели преломления, двуупреломление и т. п.) недостаточны. Ввиду очень частого тесного срастания скаполита с другими минералами (альбит, калишпат и пр.) далеко не всегда удовлетворительные результаты дают и химические анализы. Здесь необходимо применение ИК спектроскопии, термолюминесценции и микронзондирование.

**А п а т и т ы.** По выражению П. Н. Кобзаря (1966), апатит считается «необычно преданным» спутником магнетита, имеющего с ним теснейшую генетическую взаимосвязь. Аналогичные заключения приводят и другие исследователи (Николаев, 1960; Павлов, 1964; Овчинникова, 1976, и др.). Распространенность апатита в различных магнетитовых месторождениях совершенно разная. Его незначительное распространение в том или ином магнетитовом месторождении, возможно, не всегда свидетельствует о малом масштабе последнего. Напротив, значительное, а тем более высокое содержание минерала может указать на большой масштаб магнетитового месторождения. Это можно усмотреть из сравнения месторождений Тургая между собой и с месторождениями Сибирской платформы, Алтае-Саянской области, Швеции и других районов. Например, по данным А. М. Дымкина (1962), А. Е. Бекмухаметова (1970) и других исследователей, в рудах месторождений Южного Тургая апатита очень мало и относится он к фторапатиту. Вместе с тем в Качарском месторождении Северного Тургая установлена (Кузь, Фальков, 1970, с. 148—149) довольно мощная, порядка 18 м, зона апатитовой минерализации.<sup>1</sup> В Соколовском месторождении (Северный Тургай) апатит приурочен преимущественно к тектоническим нарушениям, где он является цементом рудной брекчии или выполняет пустоты крупными кристаллами призматического габитуса. Значительные скопления апатита известны также в Анзасском, Рудногорском, Нерюндинском месторождениях, в области Кируны и др. Наиболее крупнозернистый, имеющий более совершенную огранку апатит появляется там, где он находится в большем количестве (месторождения Качарское, Рудногорское и др.).

Особое значение в целях прогнозной оценки магнетитовых месторождений приобретает состав апатита. До сих пор считалось почти общепризнанным, что минерал в них представлен преимущественно фторапатитом и значительно реже — промежуточной разновидностью между фторапатитом и хлорапатитом. На основании данных рентгенометрического анализа и учета случаев повышенного двуупреломления и двуосного характера минерала удалось установить подолит в Соколовском, а гидроксил-apatит — в Соколовском, Коршуновском и Качарском месторождениях. Подобные разновидности апатита в магнетитовых месторождениях скарновой формации, особенно подолит,<sup>2</sup> отмечаемый впервые, могут иметь определенное практическое значение, заключающееся в том, что эти разновидности обнаружены только в крупных железорудных месторождениях. Научный интерес представляет тот факт, что подолит принято считать типоморфным минералом осадочного происхождения. А это наводит на мысль о двухэтапном формировании некоторых крупных месторождений, например Соколовского: первый этап — осадочный или вулканогенно-

<sup>1</sup> Скв. 915, интервал 267.8—286.4 м.

<sup>2</sup> Главные линии на рентгенограмме: 3.09 (2)—2.80 (6)—2.76 (2)—2.722 (5)—2.274 (5)—1.941 (5). Микроскопически минерал серого цвета, волокнистый.

осадочный; второй — скарново-рудный. Последнее согласуется с данными Э. Г. Кассандрова (1977) о двухэтапном формировании некоторых крупных месторождений Алтая, например Холзунского (первый этап — осадочный или вулканогенно-осадочный, второй — скарноворудный) и с аргументами Н. М. Беляшова (1978) о полигенном образовании магнетитовых руд Тургая.

Следует подчеркнуть еще, что апатит, подобно скаполиту, не может быть использован для прогнозной оценки масштаба магнетитовых месторождений, если базироваться, как это до сих пор преимущественно делалось, только на данных о показателях преломления. Необходимо в дальнейшем перенести упор исследований на систематические химические, рентгенометрические и другие виды анализов.

**Минералы группы эпидота.** Ниже приведены отличительные особенности эпидота (пистацита), клиноцоизита, цоизита и тулита скарново-магнетитовых месторождений разного масштаба:

#### Крупные месторождения

Характерно значительное распространение только эпидота или появление наряду с ним резко подчиненных клиноцоизита, цоизита (Тагарское, Сарбайское, Соколовское и др.)

Для магнетитовой руды непосредственно или богатых железом скарноворудных образований цоизит и клиноцоизит не характерны

Розовый клиноцоизит или цоизит макроскопически не наблюдаются

Зональность эпидота и других минералов его группы нередко наблюдается под микроскопом в шлифах. Она выражена более или менее отчетливо в скрещенных николях, иногда в параллельных

Можно также отметить следующее: 1) подобно гроссуляру значительное распространение клиноцоизита и цоизита в магнетитовой руде может быть индикатором мелкого масштаба магнетитовых месторождений; 2) хотя значительное или широкое распространение клиноцоизита—цоизита в магнетитовом месторождении, особенно непосредственно в магнетитовых рудах, указывает на его мелкий масштаб, появление этих минералов, по-видимому, не обязательно для любого мелкого магнетитового месторождения; 3) преимущественная локализация клиноцоизита—цоизита в безрудных породах, а эпидота как в последних, так и в магнетитовых рудах может служить косвенным свидетельством того, что клиноцоизит и цоизит — признак мелких месторождений; 4) интенсивность эпидотизации увеличивается с приближением к рудному телу, и в ассоциации с магнетитом эпидот обычно более железистый (Мазуров, 1975). Эти положения согласуются с тем, что эпидот наиболее распространен в самых крупных месторождениях, а в мелких его относительно мало или нет совсем.

Для магнетитовых месторождений различного масштаба характерны и другие минералы: в крупных месторождениях — повышенные содержания сфена, ангидрита, алунита и цеолитов (особенно натровых), в мелких — пироксеноиды, везувиан, ильваит и железный блеск (крупные скопления или залежи).

**Некоторые особенности минеральных ассоциаций как показатели масштаба месторождения.** Здесь подразумеваются как микро- и макроассо-

#### Мелкие месторождения

Эпидот в одних месторождениях вовсе отсутствует (Татьянинское, Тубинское и др.), а в других появляется один либо наряду с широко распространенными клиноцоизитом и цоизитом (Хайлеол), либо с одним цоизитом (Арендаль). Клиноцоизит в Хайлеоле широко распространен непосредственно в магнетитовых рудах

Цоизит иногда обнаруживается непосредственно в магнетитовой руде (Арендаль)

Характерно появление в некоторых месторождениях макроскопически розового клиноцоизита (Маргоз в Вост. Саяне) или цоизита (Сугурское на Урале)

Четко выраженной зональности в минералах эпидотовой группы под микроскопом не обнаружено

циации, так и мегаассоциации, т. е. обнаружение интересующей совокупности минералов не обязательно в масштабе шлифа или штуфа породы (руды). Такая ассоциация может оказаться показательной в масштабе месторождения в целом. Ассоциации эти могут быть благоприятными (положительными), т. е. являться индикаторами крупного масштаба месторождений, и неблагоприятными (отрицательными) — указателями месторождений мелкого масштаба. Поэтому важно не только обнаружение положительных, но и отсутствие отрицательных ассоциаций в том или ином месторождении (рудопоявлении). При этом часто полезно учитывать не только списочный состав минералов данной ассоциации, но и экстенсивность—интенсивность соответствующих минералов в ней. Основные данные о минеральных ассоциациях, показательных для крупных и мелких скарново-магнетитовых месторождений приведены ниже:

Крупные месторождения

Мелкие месторождения

### Общая ассоциация

Минералы доскарнового щелочного метасоматоза — альбит, калишпат, маршалит—дипир и другие — широко распространены в складчатых областях, а на платформе они не характерны

Минералы доскарнового щелочного метасоматоза не характерны

Минералы магнезиально-скарновой и известково-скарновой формаций:

Минералы преимущественно одной из названных двух формаций (чаще известково-скарновой)

а) магнезиально-скарновая формация: форстерит, монтчеллит, шпинель, диоксид, флогопит и пр.; особенно характерна гистерогенная хлорито-серпентиновая ассоциация (для месторождений платформы);

б) известково-скарновая формация: гранат, салит—диоксид, эпидот, скаполит и др.

### Частные ассоциации

Скаполито-диоксидо-флогопито-(титано-)магнетитовая

Гроссуляро (клиноцоизито-, цоизито-) магнетитовая

Скаполито-ангидритовая

Цоизито-карбонатмаршалитовая

Скаполито-анальцимовая

Апатито-пироксено-магнетитовая

Манганпироксено (мангансалит-, мангангеденбергит-) магнетитовая

Ti-гранато-альбитовая

Альбито-акмитовая

Алунино-ангидритовая

Сфено-эпидотовая

Ассоциация F-B минералов (датолит, аксинит, людвигит, зунит, F-флогопит, иногда флюорит и др.)

Гранато-альбито-цоизитовая  
Пироксеноидная (волластонит, родонит, манганбабингтонит и пр.)

Гранато-везувияновая

Ильванто (мушкетовито)-гематитовая

Магнетито-сульфидная (пирротин, халькопирит, пирит)

Следует также отметить и дополнительные соображения: 1) использование таких малораспространенных аксессуарных для магнетитовых месторождений минералов, как акмит, зунит, алунино (Качарское месторождение) и пр., в целях прогнозной оценки месторождений представляется вполне целесообразным; 2) в крупных магнетитовых месторождениях по сравнению с мелкими повышенным является не только содержание титана в некоторых минералах (магнетит, гранат, эпидот и пр.), но и само число собственно титановых минералов (титаномгнетит, ильменит, сфен и др.); это обусловлено, видимо, увеличением подвижности титана при более интенсивном процессе метасоматоза на крупных объектах по сравнению с мелкими.

Оценка масштаба скарново-магнетитовых месторождений может быть произведена по минералам-индикаторам, выраженным в 10-бальной шкале (табл. 2). Начисление баллов ведется из расчета: максимальным числом

Таблица 2

Приближенная оценка масштаба скарново-магнетитовых месторождений по минералам-индикаторам, выраженным в 10-балльной шкале

Крупные месторождения		Мелкие месторождения (иногда рядовые)	
условное число баллов	минералы-индикаторы	условное число баллов	минералы-индикаторы
10	Анд макрочерный, в шлифах красно-бурый, содержит значительную примесь $Fe^{2+}$ , Ti	10	ГРС—АПЛ+ Андне чернй, в шлифах бесцветный, без примеси $Fe^{2+}$ , Ti и U
5	МА(Ма—Ме), АБ, КШП, АП (ПОД и др.). TiMT, АРМ (Эг, Эг—Дп, ЭГ—Авг), Зун, Анг, Мт с малым разбросом в месторождении величины <i>a</i>	5	ме(дип—ме), КЛЦ, ЦЗ, Мп—Пм (Мп—Гел), ВОЛ(Мп—ВОЛ), Вез, ПРР, ИЛВ, ГЕМ, МУШ, Мт, как правило, без примесей Ti, U и с большим разбросом в месторождении величины <i>a</i>
4	ФЛГ, Би, Алу	4	Род, Бус
3	Фор, (СРП?), ЭП, Анц, Сф	3	Сфл
2	Нтр	2	Кси, Баб (?)
1	Нон, Fe-Пум (?), Fe-Пре (?)	1	?

Примечание. Содержание минерала в месторождении: много — все буквы символа минерала прописные; умеренное количество — только первая буква прописная; мало — все буквы символа строчные. Аб — альбит, Авг — авгит, Акм — акмит, Алу — алунит, Анг — ангидрит, Анд — андрадит, Анц — анальцит, Ап — апатит, Апл — аплом, Баб — бабингтонит, Би — биотит, Бус — бустамит, Вез — везувиан, Вол — волластонит, Гед — геденбергит, Гем — гематит, Грс — гроссуляр, Дип — дипир, Зун — зунит, Иль — ильваит, Клц — клинозоизит, Кон — ксонотлит, Кшп — калишпат, Ма — маршалит, Ме — мейонит, Мт — магнетит, Муш — мушкетовит, Нон — нонтроит, Нтр — натролит, Пм — пироксен моноклинный, Под — подолит, Пре — прецит, Прр — пирротин, Пум — пумеллит, Род — родонит, Сри — серпентин, Сф — сфен, Сфл — сфалерит, Флг — флогопит, Фор — форстерит, Цз — цоизит, Эг — эгирин, Эп — эпидот.

баллов (10) оценивается каждый минерал таблицы, имеющий наибольшее индикаторное значение как для крупных месторождений (андрадит макрочерный, в шлифах красно-бурый, так и для мелких (гроссуляр—аплом), наоборот, минимальным числом (1—3) — каждый минерал, наименее показательный и в крупных месторождениях (нонтроит, натролит, форстерит, анальцит, сфен и др.), и в мелких (ксонотлит, бабингтонит, сфалерит и пр.). Промежуточное число баллов (4—5) отводится для минералов, имеющих среднее между двумя крайними значение для оценки. Всего в каждой колонке зарезервировано около 80 баллов. Отнесение любого интересующего нас месторождения (рудопоявления) к крупным или мелким может быть сделано на основе достижения 40—50 баллов.

**Некоторые типоморфные свойства магнетита, коррелирующиеся с масштабом месторождений.** Характерными элементами-примесями магнетита являются титан и ванадий. Максимальное содержание  $TiO_2$  в минерале отмечается в крупных месторождениях: Соколовском (до 2.53%), Коршуновским (до 1.22%, среднее из 20 химических анализов 0.46%), Тагарском (до 1.00%, среднее из 77 анализов 0.52%) и некоторых других. В то же время магнетит таких мелких месторождений, как Иргизское и Кияктинское в Южном Тургае, вообще не содержит  $TiO_2$ . Наиболее высокие содержания  $V_2O_5$  в магнетите отмечаются в крупных месторождениях (Качарском, Соколовском и др.), в то время как в магнетите мелких месторождений (Иргизского и Кияктинского)  $V_2O_5$  почти совсем не обнаружен. Впрочем, содержание  $V_2O_5$  в магнетите, как и содержание в нем  $TiO_2$ , может зависеть не только от размера месторождений, но и от ряда других факторов (температура образования и т. п.), в свою очередь влияющих на масштаб месторождений.

В качестве одного из критериев масштабности целесообразно также использовать параметр элементарной ячейки магнетита. Известно, что величина *a* магнетита зависит от ряда факторов, в частности, от содержания

TiO<sub>2</sub> и других элементов-примесей, в свою очередь определяемых физико-химическими условиями его образования (температура, глубина формирования месторождения и т.п.). Параметр *a* магнетита для 12 магнетитовых месторождений: различных по своему масштабу и относящихся к разным регионам, приведен в табл. 3. Несмотря на малое число этих анализов и различное их количество для разных месторождений, намечается следующая тенденция. В наиболее крупных месторождениях (Соколовское, Качарское, Сарбайское, Коршуновское и др.) разброс значений *a* в целом небольшой, тогда как в мелких (Северное Первое, Хайлеолское, Усинское, Лавреновское и пр.) он достаточно велик. Исключением является Сорское месторождение, что, по-видимому, связано с глубоким уровнем его эрозионного среза.

Таблица 3

Параметр *a* (в Å) магнетита в скарново-магнетитовых месторождениях

Номера на рис. 4	Месторождение	Число анализов	Пределы <i>a</i> , Å	Разброс	Источник
1	Качарское	2	8.3963—8.3929	0.0034	Наши данные
2	Сарбайское	3	8.3947—8.3924	0.0023	То же
3	Соколовское	7	8.3973—8.3930	0.0043	» »
4	Коршуновское	14	8.399—8.384	0.015	Наши данные; Воронцов, Афонина, 1976
5	Тагарское	10	8.404—8.387	0.017	Копылова, Петухов, 1968
6	Инское	2	8.4041—8.4016	0.0025	Индукеев, 1970
7	Ташелгинская группа	2	8.3989—8.3857	0.0132	Тюлюпо, 1969
8	Сорское	4	8.3968—8.3930	0.0038	Наши данные
9	Лавреновское	3	8.4012—8.3731	0.0281	Тюлюпо, 1969
10	Усинское	2	8.403—8.377	0.026	Там же
11	Хайлеолское	7	8.4048—8.37104	0.03376	Индукеев, 1967
12	Северное Первое (С. Урал)	2	8.39—8.33	0.06	Овчинников, 1960

На гистограмме распределения *a* магнетита указанных 12 месторождений (табл. 3, рис. 3) намечаются три поля: центральное,  $a=8.385-8.397$  Å (в основном крупные магнетитовые месторождения); правое,  $a=8.370-8.380$  Å (мелкие месторождения); левое,  $a=8.397-8.405$  Å (месторождения разного масштаба). На рис. 4 видна тенденция к обратной зависимости между запасами руд скарново-магнетитовых месторождений и величиной разброса параметра *a* для магнетита каждого из них.

**Выводы.** 1. Прогнозная оценка месторождений по минералогическим критериям может быть успешной лишь в том случае, если для каждого изучаемого минерала будет удачно найден свой подход: в одних случаях решающим признаком его может оказаться цвет (гранат и др.); в других — состав, особенно анионной части (апатит, скаполит); в третьих — внешняя форма или внутреннее строение (магнетит, апатит) и т. п. Более или менее однозначный ответ о масштабе интересующего месторождения можно получить только путем комплексного использования особенностей целого ряда минералов (чем полнее набор минералов-индикаторов, тем надежнее прогнозная оценка), их ассоциаций, в том числе минералов доскарнового щелочного метасоматоза. При этом должны учитываться их экстенсивность—интенсивность и не только наличие благоприятных минералов, но и отсутствие неблагоприятных.

2. В основу разбраковки месторождений на крупные и мелкие положен прежде всего принцип качественно-минералогического взаимоисключения, т. е. различие в самом наборе минералов этих групп месторождений.

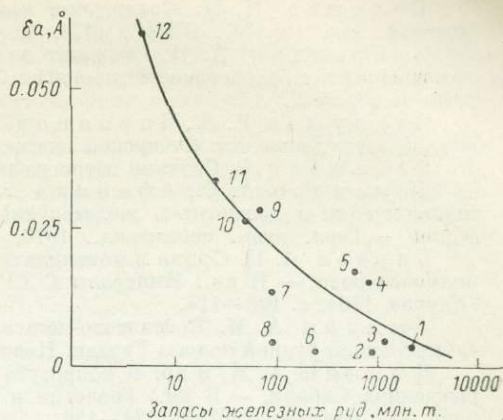
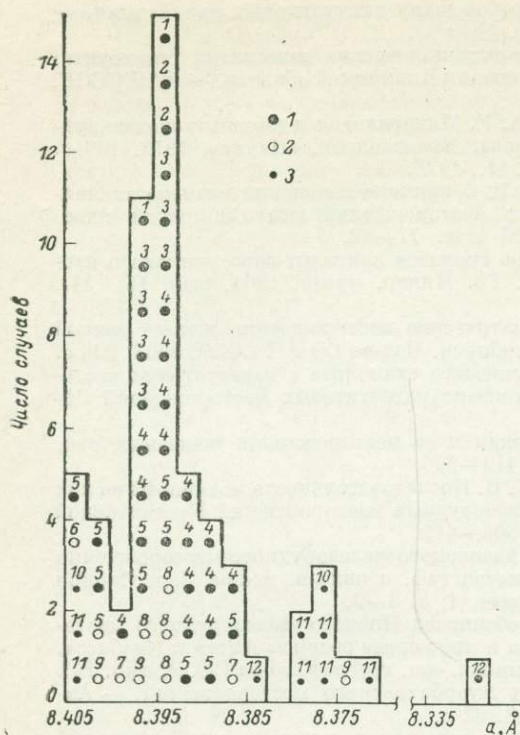


Рис. 4. Зависимость между запасами руд скарново-магнетитовых месторождений и величиной разброса  $a$  для магнетита из них (параметры  $a$  — по данным табл. 3).

← Рис. 3. Распределение значений параметра  $a$  магнетита из скарново-магнетитовых месторождений различного масштаба по данным табл. 3.

1 — крупный, 2 — средний и 3 — мелкий масштаб.

Использован и количественно-минералогический принцип (табл. 2). О том, что такая группировка представляет интерес, свидетельствует принципиальная возможность отбраковки огромного числа магнетитовых рудопроявлений (мелких месторождений) на основе установления непосредственно в магнетитовой руде гроссуляра, цоизита, клиноцоизита, везувiana или резкого преобладания в составе гранатов таких рудопроявлений гроссуляро-апломовых молекул. Прогнозирование цифровых запасов руды по минералогическим критериям (предварительное) возможно на основе наметившейся приближенной зависимости между запасами руд скарново-магнетитовых месторождений и величиной разброса в каждом из последних параметра решетки магнетита  $a$ . В крупных месторождениях разброс этого параметра, как правило, незначительный, тогда как в мелких он значительно больше и достигает 15—20-кратной величины.

3. Поскольку для крупных месторождений характерны и особые минеральные ассоциации, а также особые свойства ряда минералов, то на выявление этих ассоциаций и свойств необходимо обратить внимание. Например, акмит, зуниит, алунит, гидроксил-апатит обнаружены в Качарском месторождении; подолит, гидроксил-апатит, титанистый гранат (макроскопически черный, в шлифах красно-бурый) — в Соколовском месторождении и т. д. Таким образом, обнаружение таких ассоциаций минералов на перспективной в целом площади указывает на возможность нахождения здесь крупного месторождения. Следовательно, такие ассоциации заслуживают специальных поисков.

4. Минералогические критерии оценки магнетитовых месторождений должны быть использованы в комплексе с традиционными — геофизическими, геолого-структурными и др.

### Литература

- Б а к л а е в Я. П. Контактново-метасоматические месторождения железа и меди на Урале. М., «Наука», 1973. 231 с.  
 Б е к м у х а м е т о в А. Е. Формирование скарново-рудных зон магнетитовых месторождений Южного Тургай. Алма-Ата, «Наука», 1970. 206 с.



Беляшов Н. М. Полигенные месторождения магнетитовых руд Тургай. — Автореф. док. дис. М., ВИМС, 1978. 40 с.

Бобровник Д. П. Скаполит из кристаллического известняка (ксенолита) гранодиоритового карьера окрестностей ст. Гниvani Винницкой области. — ДАН СССР, 1948, т. 59, № 2.

Вахрушев В. А., Воронцов А. Е. Минералогия и геохимия железорудных месторождений юга Сибирской платформы. Новосибирск, «Наука», 1976. 199 с.

Вейншенк Э. Спутник петрографа. М., 1935.

Воронцов А. Е., Афонина Г. Г. О причине изменения размера элементарной ячейки в магнетитах железорудных месторождений юга Сибирской платформы. — Геол. рудн. месторожд., 1976, № 4, с. 77—82.

Грудев А. П. Состав и номенклатура гранатов андрадит-гроссулярового изоморфного ряда. — В кн.: Минералы СССР. Тр. Минер. музея, 1964, вып. 15, М., «Наука», 1964, с. 108—114.

Дымкин А. М. Контактво-метасоматические месторождения железа южной части главной рудной полосы Тургай. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962. 238 с.

Дымкин А. М. и др. К вопросу о генезисе скаполита в магнетитовых месторождениях Сибири. — В кн.: Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири. М., «Наука», 1967, с. 124—136.

Заварицкий А. Н. Гора Магнитная и ее месторождения железных руд. Ч. 3. — Тр. Геолкома, 1927, вып. 122, с. 419—695.

Заварицкий В. А., Кирова Т. В. Последовательность метаморфических процессов при формировании скарновых железорудных месторождений Кустанайской области. — ЗВМО, 1973, ч. 102, вып. 5, с. 600—611.

Индукеев Ю. В. О магнетитах Хайлеолского железорудного месторождения (Кузнецкий Алатау). — Матер. по минер., петрограф. и полезн. ископ. Зап. Сибири и Красноярск. края. Томск, МОИП, 1967, вып. 4, с. 3—9.

Индукеев Ю. В. Генетические особенности Инского железорудного месторождения (Горный Алтай). — В кн.: Природа и природные ресурсы Алтая и Кузбасса. Ч. 2. Новосибирск, 1970, с. 71—73. (Изв. Алтайск. отд. географ. об-ва СССР, вып. 14).

Кантор М. З. Скарны Турьинского и Ауэрбаховского месторождений. — Автореф. канд. дис. М., ИГЕМ АН СССР, 1948. 32 с.

Кантор М. З. Железистость сорудных минералов как возможный критерий оценки промышленных перспектив магнетитового оруденения. — В кн.: Вопросы геологии и рудоносности Средней Сибири. Красноярск, 1976а, с. 90—100. (Тр. СНИИГГИМС, вып. 179).

Кантор М. З. О намечающейся эмпирической сопоставимости масштаба скарново-магнетитового оруденения с составом граната. — В кн.: Материалы по магматизму и металлогении Красноярского края. Красноярск, 1976б, с. 122—127, с. 122—127, (Тр. СНИИГГИМС, вып. 241).

Кантор М. З. Минералогические критерии прогнозной оценки промышленных перспектив эндогенных рудопроявлений магнетита. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1977, № 2, с. 39—45.

Кантор М. З. Некоторые типоморфные особенности минералов и их ассоциации как критерий оценки эндогенных месторождений. — Узб. геол. журнал, 1979, № 4, с. 38—43.

Кассандров Э. Г. Взаимоотношения скарновых и вулканогенно-осадочных железорудных месторождений (на примере Алтая). — В кн.: Проблемы геологии и генезиса скарново-рудных месторождений Средней Азии. Ташкент, «Наука», 1977.

Кобзарь П. Н. Метасоматоз на магнетитовых месторождениях Тургайского прогиба. Алма-Ата, Изд-во КазИМС, 1966. 147 с.

Копылова Л. Н., Петухов Е. П. Зависимость параметра элементарной ячейки магнетита от содержания окиси магния. — Зап. Красноярск. отд. ВМО, 1958, вып. 1, с. 15—18.

Кузь А. А., Фальков Ю. Г. Новые данные об апатитоносности некоторых железорудных месторождений. — В кн.: Магматизм и эндогенная металлогения Зауралья. Кустанай, 1970, с. 148—150.

Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Э. А., Римская-Корсакова О. М., Нефедов Е. И., Ильинский Г. А., Сергеев А. С., Абакумова Н. Б. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., «Недра», 1965. 772 с.

Мазуров М. П. Главные типы околорудных метасоматитов. — В кн.: Петрология и особенности формирования магнетитовых месторождений Ирбинского рудного поля (Восточный Саян). Новосибирск, «Наука», 1975, с. 94—139.

Николаев С. М. Фтор-апатит Абаканского железорудного месторождения. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1960, вып. 4, с. 77—84.

Овчинников Л. Н. Контактво-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. — Тр. ГГИ УФАН СССР, Свердловск, 1960, вып. 39. 495 с.

Овчинникова Л. В. Метасоматиты и руды Лебяжинского железорудного месторождения. М., «Недра», 1976. 195 с.

Павлов Д. И. Анзасское магнетитовое месторождение и участие хлора в его формировании. М., «Наука», 1964. 130 с.

Подлеский К. В. Минеральный состав и парагенезисы скарнов и околоскарновых метасоматитов некоторых железорудных месторождений Урала. — В кн.: Метасоматиты и оруденение. М., «Наука», 1975. с. 95—105.

Смирнов С. С. Полиметаллические месторождения и металлогения Восточного Забайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1961. 507 с.

Тюлюпо Б. М. Минералогия и вопросы генезиса магнетитовых месторождений осевой зоны Кузнецкого Алатау. — Автореф. докт. дис. Томск, 1969. 37 с.

Ферсман А. Е. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939. 446 с.

ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ  
МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ КРИТЕРИЕВ ДЛЯ ОЦЕНКИ  
РУДОНОСНОСТИ И ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ  
КОНДЕРСКОГО МАССИВА (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)

Как показывает рассмотрение специальной литературы по хромитоносным магматическим формациям и критериям прогнозирования полезных ископаемых, связанных с ультрамафическими и мафическими массивами, (Москалева, 1974, 1978; Магматические формации СССР, 1979), хромитоносными из них являются три: дунито-гарцбургитовая (Кемпирсайский массив, Крака и др.), дунито-клинопироксенито-габбровая (Нижне-Тагильский, Кытлымский массивы и др.) и перидотито-ортопироксенитоноритовая (Стиллуотер, Бушвельдский и др.). Наряду с петрографическими и петрохимическими различиями этих формаций в настоящее время в ряде работ охарактеризованы составы и структурные параметры акцессорных и рудных хромшпинелидов (Cameron, Emerson, 1959; Желязкова-Понайтова, 1961; Рожков и др., 1962; Ефимов, Ефимова, 1967; Смирнова, 1968; Джексон, 1973; Павлов и Григорьева-Чупрынина, 1973; Луцкина, Каменцев, 1974; Иванов, Кайнов, 1975; Царицын, 1977; Павлов и др., 1979, и др.).

А. А. Ефимов и Л. П. Ефимова (1967), И. А. Малахов и Л. В. Малахова (1970), Е. П. Царицын (1977) и И. В. Павлов с соавторами (1979) в обобщающих работах на большом аналитическом материале показали, что состав хромшпинелидов из однотипных пород разных формаций (ассоциаций) четко различается. Хромшпинелиды дунито-гарцбургитовой формации из дунитов и гарцбургитов являются высокомагнезиальными, высокохромистыми и малотитанистыми. Хромшпинелиды из дунитов дунито-клинопироксенито-габбровой формации отличаются от хромитов первой формации повышенной титаноносностью и железистостью при более низких содержаниях хрома и магния. Хромшпинелиды перидотито-ортопироксенитоноритовой (базальтоидной, по Е. П. Царицыну) формации имеют наиболее варьирующий по содержанию главных компонентов состав, но являются высокоглиноземистыми и менее хромистыми по сравнению с первыми двумя формациями. Параметры элементарной ячейки также сильно варьирует в зависимости от состава хромшпинелидов (Смирнова, 1968; Луцкина, Каменцев, 1974; Иванов, Кайнов, 1975; Павлов и др., 1979). В настоящей работе предпринята попытка использования минералогических критериев для определения формационной принадлежности массива и оценки его рудоносности.

Нами изучены хромиты Кондерского массива, который, как и массивы Чадский и Сыбахский, относится к формации дунитов, клинопироксенитов, щелочных габброидов и нефелиновых сиенитов платформенного типа. Указанные массивы расположены в восточной части Алданского щита. С ними по возрасту и составу сопоставим Инаглинский массив дунитов, клинопироксенитов и щелочных габброидов, расположенный в центральной части Алданского щита (Рожков и др., 1962; Орлова, Шнай, 1976).

Описание хромита Инаглинского и Кондерского массивов, выполненное И. С. Рожковым и соавторами (1962), относится только к рудным шпильрам и россыпным рудопроявлениям хромита указанных массивов. Нами изучены хромиты из ультраосновных пород Кондерского массива, который является наиболее хорошо обнаженным и наименее измененным: здесь нет коры выветривания, как на Инаглинском массиве, а серпентинизация проявлена только вдоль узких локальных зон.

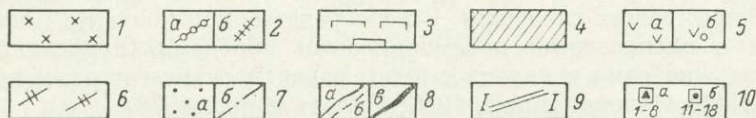
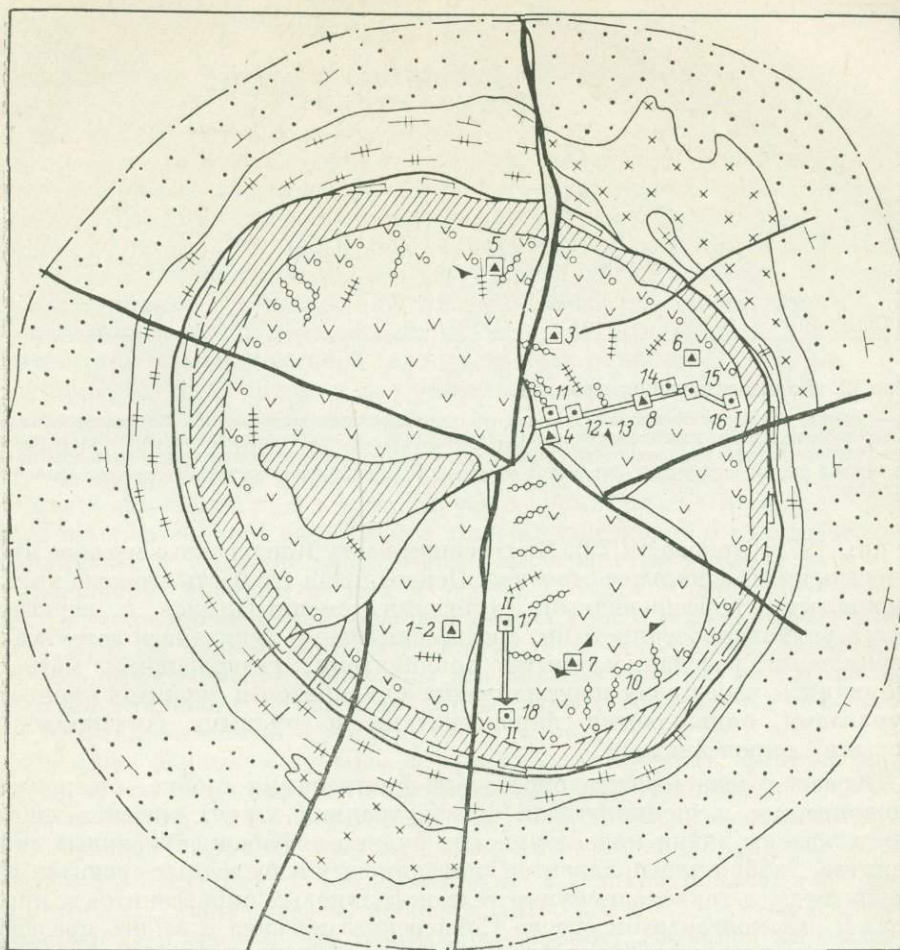


Рис. 1. Схема геологического строения Кондерского массива (по Г. В. Андрееву, 1962; В. В. Архангельской, 1968; М. А. Богомолу, 1968; А. А. Ельянову, 1968; М. П. Орловой и др., 1978) и места отбора образцов хромшпинелидов.

1 — габбро-сиениты и гранодиориты; 2 — дайки (а — нефелино-сиенитовых пергматов, б — щелочных пироксенитов); 3 — щелочные габброиды; 4 — рудные пироксениты; 5 — ультрамафиты (а — дуниты, б — оливиниты, верлиты и оливиновые пироксениты); 6 — андалузит-силлиманит-биотитовые роговики по кристаллическим сланцам и гнейсам  $AR_2$ ; 7 — андалузит-кордиерит-биотитовые роговики по алевролитам и песчаникам  $PR_3$  (а) и граница ореола ороговикования (б); 8 — границы пород (а — резкие и б — постепенные, в — разломы); 9 — разрезы; 10 — места отбора образцов хромшпинелидов на разные виды анализов (а — химический и рентгеноструктурный, б — рентгеноструктурный).

**Геологическое строение Кондерского массива и особенности кализации хромита.** Геологии, петрографии и минералогии Кондерского массива посвящен ряд публикаций (Андреев, 1962; Архангельская, 1968; Богомолу, 1968; Ельянов, 1968; Ефимов, Таврин, 1978; Орлова и др., 1978, и др.). Кондерский массив расположен в восточной части Алданского щита. Общая площадь пород интрузии около 40 км<sup>2</sup>. Массив имеет концентрически-зональное строение (рис. 1), сложен главным образом ультрамафитами (дунитами, оливинитами, верлитами, оливиновыми и рудными пироксенитами) повышенной щелочности (Рожков и др., 1962; Орлова

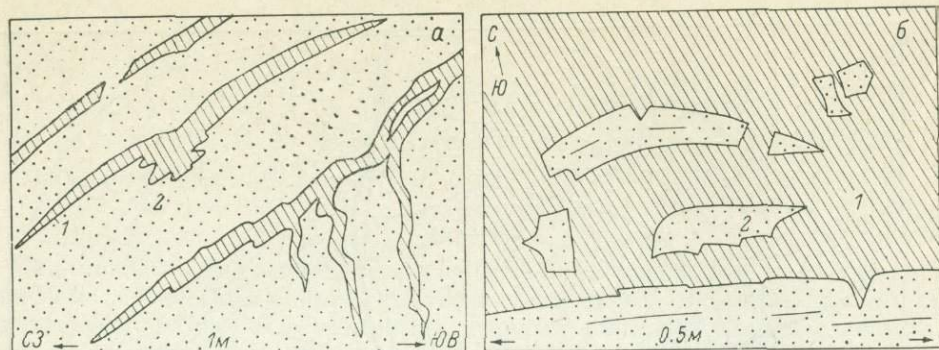


Рис. 2. Формы выделения хромита.

*a* — рудные шпильки и прожилки (1) в дуните с вкрапленным хромитом (2). Зарисовка обнажения в юго-восточной части массива (верховья р. Левый Бегун), *б* — контакт рудной брекчии (1) с дунитом, содержащим редкую вкрапленность хромита (2). Остроугольные включения хромита цементируются массивной хромитовой рудой. Зарисовка обнажения в южной части массива (восточный склон горы Осьминог).

и др., 1978; Орлова, 1979). Внутренняя часть Кондерского массива в свою очередь имеет зональное строение. Центральная его часть сложена крупнозернистыми порфировидными дунитами, сменяющимися к периферии более равномернoзернистыми, среднeзернистыми дунитами и затем мелкозернистыми рассланцованными оливинитами, содержащими магнетит. Оливиниты через зону переслаивания оливинитов и верлитов сменяются верлитами, оливинитовыми пироксенитами и рудными (титаномagnetитовыми) пироксенитами.

Краевая зона массива образована биотитовыми габбро, эссекситами, монцонитами и шонкинитами. Во внутренних частях массива широко представлены дайки мелкозернистых рудных амфиболизированных пироксенитов, габбро-плагноклазитов, нефелиновых и щелочных сиенитов и их пегматитов, а также единичные тела нефелиновых пироксенитов и ийолитов. В экзоконтактовом ореоле Кондерского массива и за его пределами распространены силлы, штоки и дайки пестрой в петрографическом отношении серии пород: габбро-монцонитов и сиенито-диоритов порфировидного и порфирового сложения. В непосредственном контакте Кондерского массива с вмещающими докембрийскими породами (кристаллическими сланцами, гнейсами и кальцифирами) развиты скарны и роговики (Богомолов, 1968; Орлова, Шнай, 1976; Орлова и др., 1978).

Ко внутренней зоне массива, к различным ее частям (южной и восточной), приурочены хромитовые руды фузивного типа. Оруденение представлено вкрапленными, прожилковыми и сплошными рудами, часто слагающими шпильки, линзы, переходящие в гнезда и жилородоподобные тела (рис. 2, *a*) небольшой мощности (0.10—0.40 м) и протяженности (доли метра и первые метры). В южной части массива наблюдались рудные брекчии, цементирующие угловатые обломки дунитов (рис. 2, *б*).

Вкрапленный хромит (бедная и убогая вкрапленность, около 3—5% объема породы), встречается в дунитах почти повсеместно, кроме краевой оливинитовой зоны, где вместо хромита присутствуют высокохромистый магнетит и магнетит.

**Парагенезисы и химический состав хромшпинелидов.** Хромит является постоянным аксессуарным минералом порфировидных дунитов внутренней зоны массива и главным компонентом массивных хромитовых руд фузивного типа, также приуроченных ко внутренней зоне интрузии. Аксессуарный хромит наблюдается в виде рассеянной вкрапленности октаэдрических кристаллов диаметром 0.02—1 мм, приуроченных к интерстициальным промежуткам между порфировидными выделениями оливина первой

генерации, где он ассоциирует с более мелкими зернами оливина второй генерации.<sup>1</sup>

Железистость порфировидных выделений оливина в центральной зоне массива варьирует от 7—9 до 11—13% фаялитового компонента, тогда как для мелких зерен оливина в этих же образцах составляет 16—18%. В краевой части ультрамафитового «ядра» массива (в оливинитах) железистость оливина достигает 32—36%, а в оливиновых пироксенитах — 40—44%. Аналогичная зональность, выражающаяся в изменении состава оливина от центра массива к его периферии, наблюдается и в Инаглинском массиве. В центральной его части преобладают дуниты с маложелезистым оливином (6—8% фаялитового компонента), сменяющиеся к периферии породами с более железистым (10—12%) оливином, и, наконец, — оливинитами с максимальной железистостью оливина (12—15%).

Хромит рудных шлиров и прожилков обычно наблюдается в виде агрегатных скоплений, достигающих 2—3 см в поперечнике и состоящих из изометричных плохо образованных кристаллов. Эти кристаллы часто несут следы дробления и включают многочисленные мелкие зерна оливина. Хромит в сплошных рудах ассоциирует с хромистым магнетитом. Хромитовые прожилки часто рассекаются тончайшими прожилками серпентина, выполняющего также и межзерновые пространства хромита.

Выполнены анализы восьми образцов хромита Кондерского массива (табл. 1) из разновидностей, распределенных в виде редкой вкрапленности (ан. 2, 3, 7, 8), рудных шлиров и жил (ан. 1, 4—6). Здесь же (табл. 1, ан. 9 и 10) для сравнения приведены два анализа хромита из центральной части Инаглинского массива (ан. 9 относится к хромиту рудного шлира, ан. 10 — вкрапленный хромит).

Из приведенных анализов и кристаллохимических формул можно видеть, что по составу хромиты являются высокожелезистыми ( $\text{FeO} > \text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \approx 9\text{—}10\%$ ) и высокотитанистыми. Рентгеновским анализом в этих же образцах хромита установлена одна минеральная фаза с  $a = 8.33\text{—}8.35 \text{ \AA}$  (табл. 1). Титаномagnetит в анализированных образцах отсутствует. Таким образом, можно считать, что  $\text{Fe}^{3+}$  и титан изоморфно замещают Cr в хромите. По химическому составу и размеру элементарной ячейки исследованные хромиты могут быть отнесены к магноферрихромитам, общая формула для которых  $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})(\text{Fe}^{3+} \dots \text{Cr}, \text{Al})_2\text{O}_4$ ,  $f' = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3} = 13\text{—}38$ .

Хромиты центральной зоны массива являются высокохромистыми, содержат больше Mg и меньше Fe и Mn по сравнению с образцами хромита из краевой зоны. Хромиты из сплошных руд, как можно видеть из табл. 1, характеризуются наиболее высокими содержаниями Cr и Mg по сравнению с вкрапленным хромитом дунитов. К ним близок состав инаглинского хромита из линзовидного шлира центральной части массива (табл. 1, ан. 9).

Фигуративные точки химического состава исследованных хромитов располагаются в области высокожелезистых и малоглиноземистых хромшпинелидов (рис. 3). По составу они аналогичны аксессуарным и рудным хромшпинелидам дунито-клинопироксенито-габбровой платиноносной формации, по А. А. Ефимову и Л. П. Ефимовой (1967), или ассоциации хромшпинелидов, по Е. П. Царицыну (1977), или аксессуарным и рудным хромшпинелидам дунитов, меймечитов и пикритов вулкано-интрузивной ассоциации маймеча-котуйского комплекса Северо-Сибирской провинции (Егоров и др., 1961; Васильев, Золотухин, 1975).

**Результаты рентгеновского изучения хромитов.** Серия образцов хромитов изучена по разрезу краевой части дунитового тела. Размещение образцов показано на рис. 1. Образцы хромита из центральной и краевой зон дунитового тела, судя по величине  $a$ , обнаруживают ту же тенденцию, какая установлена по результатам химического анализа (табл. 1 и 2). Аксессуарные вкрапленные хромиты из центральных частей Кондерского

Таблица 1

Химический состав, плотность и параметры элементарной ячейки хромшпинелидов (обр. 1—12)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11 (средний рудный)	12 (средний вкрапленный)
SiO <sub>2</sub>	1.70	1.70	1.30	1.44	1.35	1.42	1.24	1.02	2.85	1.65	1.48	1.32
TiO <sub>2</sub>	0.84	1.16	0.84	0.61	0.59	0.68	1.95	1.75	0.68	0.82	0.68	1.43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сл.	Сл.	Сл.	7.39	10.00	6.95	6.40	6.30	5.88	2.00	6.09	3.18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.81	18.02	13.82	9.35	9.47	9.12	10.45	24.06	10.39	18.94	10.44	16.59
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	54.77	48.88	54.40	50.85	50.40	51.00	48.20	31.75	50.20	45.80	51.76	45.81
FeO	16.57	18.90	17.17	16.56	18.50	18.23	19.87	25.52	14.61	20.05	17.47	20.36
MgO	11.05	9.58	10.64	13.35	9.50	12.05	11.30	8.75	15.00	9.26	11.49	10.07
MnO	0.29	0.26	0.29	0.24	0.24	0.26	0.28	0.30	0.20	0.47	0.26	0.28
NiO	0.27	0.27	0.23	0.08	0.08	0.06	0.04	Не опр.	0.11	0.12	0.12	0.14
ZnO	0.16	0.16	0.12	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	»	»	Не опр.	0.16	0.14
CaO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.40	<0.1	»	0.10	0.21
CoO	»	»	»	0.02	0.03	0.02	0.03	—	0.04	»	0.02	0.03
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	»	»	»	0.11	0.22	0.32	0.50	0.17	0.27	»	0.22	0.34
Сумма	99.46	98.93	98.81	100.10	100.48	100.21	100.36	100.02	100.33	99.11	100.29	99.90
Плотность	4.630	4.581	4.623	—	—	—	—	—	—	—	—	—
a, Å	8.337	8.350	8.340	8.333	8.335	8.337	8.343	8.360	8.333	8.336	8.335	8.348

## Кристаллохимические формулы

- 1 — (Mg<sub>0.51</sub>Fe<sub>0.51</sub><sup>2+</sup>Mn<sub>0.01</sub>Ni<sub>0.01</sub>)<sub>1.04</sub>(Cr<sub>1.57</sub>Fe<sub>0.38</sub><sup>3+</sup>Ti<sub>0.02</sub>)<sub>1.97</sub>O<sub>4</sub>,
- 2 — (Mg<sub>0.43</sub>Fe<sub>0.59</sub><sup>2+</sup>Mn<sub>0.01</sub>Ni<sub>0.01</sub>)<sub>1.04</sub>(Cr<sub>1.43</sub>Fe<sub>0.50</sub><sup>3+</sup>Ti<sub>0.03</sub>)<sub>1.96</sub>O<sub>4</sub>,
- 3 — (Mg<sub>0.51</sub>Fe<sub>0.52</sub><sup>2+</sup>Mn<sub>0.01</sub>Ni<sub>0.01</sub>)<sub>1.05</sub>(Cr<sub>1.56</sub>Fe<sub>0.38</sub><sup>3+</sup>Ti<sub>0.02</sub>)<sub>1.96</sub>O<sub>4</sub>,
- 4 — (Mg<sub>0.60</sub>Fe<sub>0.46</sub><sup>2+</sup>)<sub>1.06</sub>(Cr<sub>1.35</sub>Fe<sub>0.24</sub><sup>3+</sup>Al<sub>0.34</sub>Ti<sub>0.01</sub>)<sub>1.94</sub>O<sub>4</sub>,
- 5 — (Mg<sub>0.43</sub>Fe<sub>0.53</sub><sup>2+</sup>Mn<sub>0.01</sub>)<sub>0.97</sub>(Cr<sub>1.38</sub>Fe<sub>0.24</sub><sup>3+</sup>Al<sub>0.40</sub>Ti<sub>0.03</sub>)<sub>2.05</sub>O<sub>4</sub>,
- 6 — (Mg<sub>0.65</sub>Fe<sub>0.43</sub><sup>2+</sup>Mn<sub>0.01</sub>)<sub>1.09</sub>(Cr<sub>1.40</sub>Al<sub>0.24</sub>Fe<sub>0.28</sub><sup>3+</sup>Ti<sub>0.02</sub>)<sub>1.94</sub>O<sub>4</sub>,
- 7 — (Mg<sub>0.52</sub>Fe<sub>0.58</sub><sup>2+</sup>Mn<sub>0.01</sub>)<sub>1.11</sub>(Cr<sub>1.32</sub>Fe<sub>0.27</sub><sup>3+</sup>Al<sub>0.26</sub>Ti<sub>0.05</sub>)<sub>1.90</sub>O<sub>4</sub>,
- 8 — (Mg<sub>0.41</sub>Fe<sub>0.76</sub><sup>2+</sup>Mn<sub>0.01</sub>)<sub>1.18</sub>(Cr<sub>0.91</sub>Al<sub>0.26</sub>Fe<sub>0.64</sub><sup>3+</sup>Ti<sub>0.05</sub>)<sub>1.86</sub>O<sub>4</sub>,
- 9 — (Mg<sub>0.54</sub>Fe<sub>0.53</sub><sup>2+</sup>)<sub>1.08</sub>(Cr<sub>1.40</sub>Fe<sub>0.24</sub><sup>3+</sup>Al<sub>0.29</sub>Ti<sub>0.02</sub>)<sub>1.95</sub>O<sub>4</sub>,
- 10 — (Fe<sub>0.61</sub>Mg<sub>0.41</sub>Mn<sub>0.01</sub>)<sub>1.06</sub>(Cr<sub>1.32</sub>Fe<sub>0.52</sub><sup>3+</sup>Al<sub>0.09</sub>Ti<sub>0.02</sub>)<sub>1.95</sub>O<sub>4</sub>.

Примечание. Аналитик Н. А. Михайлова (химическая лаборатория ВСЕГЕИ). Мономинеральные фракции хромита проверены на однородность рентгенометрическим анализом.

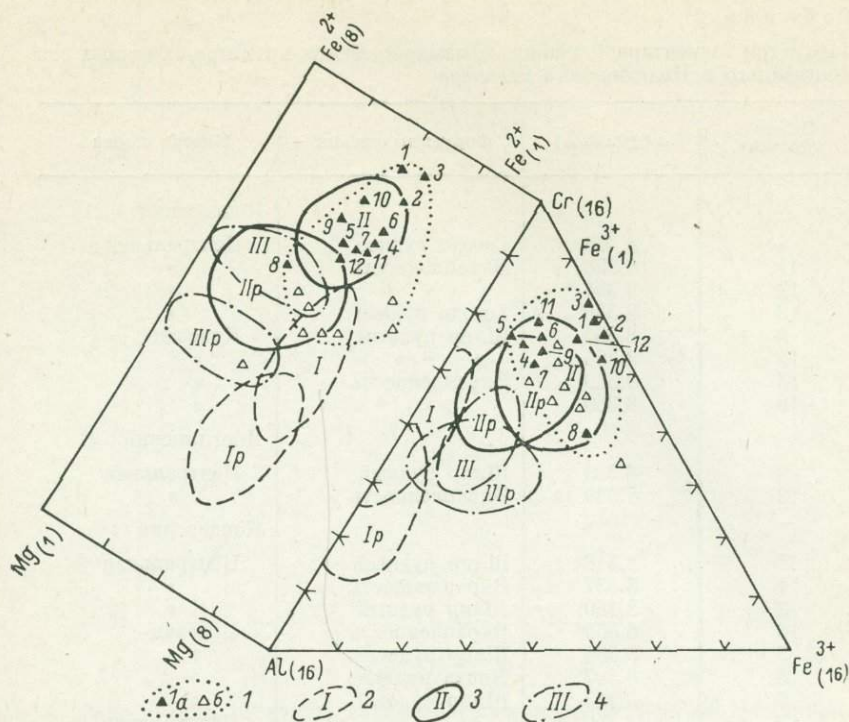


Рис. 3. Диаграмма состава хромшпинелидов, в атомах катионов на элементарную ячейку.

1 — хромшпинелиды щелочно-ультрамафитовых массивов платформенного типа (*a* — по данным авторов, табл. 1, вкрапленные и рудные; б — по данным Л. С. Егорова и др. (1961), Ю. Р. Васильева и В. В. Золотухина (1975), акцессорные и рудные); 2—12 — поля составов акцессорных и рудных (*p*) хромшпинелидов различных формаций, по Е. П. Царицыну (1977): 2 — дунито-гарцбургитовой, 3 — дунито-клинопироксенито-габбровой, 4 — перидитито-ортопироксенито-норитовой (базальтоидной).

и Инаглинского массивов имеют меньшие значения *a*, чем хромиты краевых зон.

Хромиты рудных шпиров, гнезд и рудных жил обнаруживают более сложную тенденцию в изменении параметра элементарной ячейки в зависимости от положения в массиве (табл. 2), что, по-видимому, может быть объяснено одновременностью генераций рудных выделений, не всегда улавливаемых и диагностируемых геологически.

В целом по химическому составу хромиты из рудных шпиров и линз отличаются от вкрапленного акцессорного хромита более высоким содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и  $\text{MgO}$  и более низкой концентрацией  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$  (табл. 1, ан. 11 и 12). Соответственно параметр *a* у рудных хромитов независимо от положения образца в массиве меньше (8.333—8.337 Å), чем у вкрапленных хромитов (8.340—8.360 Å), отражая, как будет показано ниже, несколько более высокую железистость вкрапленного хромита ( $a_{\text{cp}} = 8.348 \text{ \AA}$ ) по сравнению с хромитом рудных шпиров и жил ( $a_{\text{cp}} = 8.335 \text{ \AA}$ ).

Переходя к обсуждению величин параметра *a*, следует указать, что искусственный хромит состава  $\text{MgCr}_2\text{O}_4$  имеет *a*, равный 8.32—8.33 Å, искусственный  $\text{FeCr}_2\text{O}_4$  — 8.36 Å (ASTM, 1967).

Для искусственных хромитов в группе катионов В формулы ( $\text{AB}_2\text{O}_4$ ) при малой роли Al влияние Cr и  $\text{Fe}^{3+}$  на параметр *a* примерно одинаково ( $Ri_{\text{Fe}^{3+}} = 0.80 \text{ \AA}$ ,  $Ri_{\text{Mg}} = 0.60 \text{ \AA}$ ,  $Ri_{\text{Fe}^{2+}} = 0.76 \text{ \AA}$ ,  $Ri_{\text{Cr}^{3+}} = 0.73 \text{ \AA}$ ).

Следовательно, величина *a* в образцах, содержащих мало алюминия, зависит практически только от соотношения  $\text{Fe}^{2+}$  и Mg. Расчет формул



Таблица 2

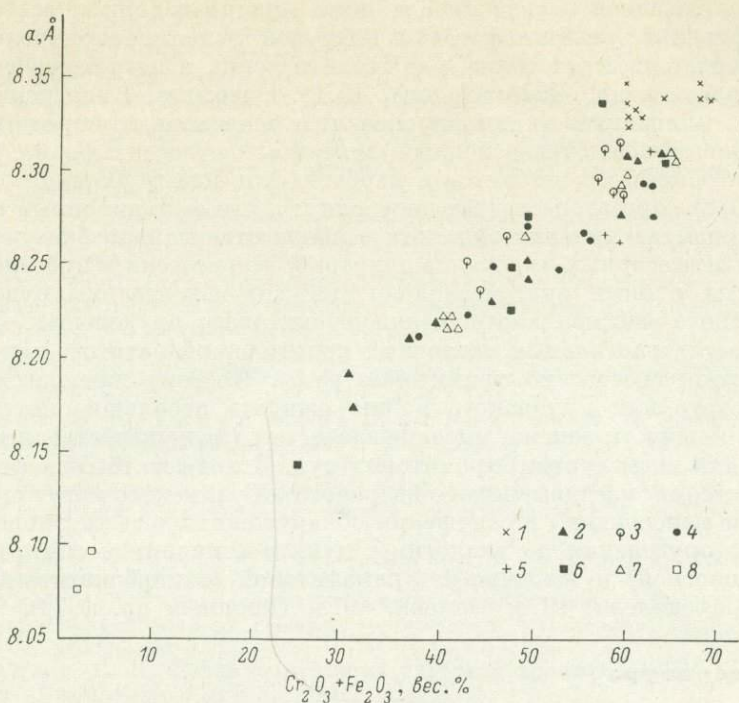
Параметры элементарной ячейки и форма выделения хромитов из разных зон Кондерского и Инаглинского массивов

Номер образца	$a$ ( $\pm 0.003 \text{ \AA}$ )	Формы выделения	Массив и зона
			Кондерский
4	8.333	Гнездо рудное	Центральная
11	8.358	Вкрапленность	»
12	8.354	»	»
13	8.338	Гнездо рудное	»
8	8.360	Шлир рудный	Краевая
14	8.354	»	»
15	8.360	Вкрапленность	»
16	8.360	»	»
			Инаглинский
9	8.333	Шлир рудный	Центральная
10	8.336	Вкрапленность	»
			Кондерский
17	8.348	Шлир рудный	Центральная
1	8.337	Вкрапленность	»
2	8.350	Шлир рудный	»
18	8.363	Вкрапленность	Краевая
5	8.335	Шлир рудный	»
6	8.337	Линза рудная	»
7	8.343	Шлир рудный	»
3	8.340	»	Центральная

показывает, что  $Mg/Fe \approx 1$ , тогда  $a$  равно  $8.34 \text{ \AA}$ , что и подтверждается экспериментально (табл. 1). В тех случаях, когда в составе хромита появляется Al, параметр  $a$  уменьшается, если при этом нет существенного изменения в соотношении  $Fe^{2+}$  и Mg; он возрастает с ростом количества  $Fe^{2+}$ .

Таким образом, изученные хромиты Кондерского и Инаглинского массивов характеризуются повышенной железистостью. В группе В катионов роль Al мала, соотношение  $Fe^{3+}/Cr$  колеблется от 0.3 до 2.4. В группе А катионов соотношение  $Fe^{2+}/Mg$  колеблется от 0.3 до 2.0, чаще составляет 1.0. Для хромитов такого состава неприменим график зависимости параметра  $a$  только от содержания  $Cr_2O_3$  (Луцкина, Каменцев, 1974). В данном случае на параметр  $a$  будет оказывать суммарное влияние Cr и  $Fe^{3+}$ , изоморфно замещающие друг друга в группе В и имеющие близкие значения ионных радиусов. Существуют аналитические зависимости для вычисления параметра элементарной ячейки хромита с учетом всех катионов, входящих в группы А и В (Смирнов, 1968; Павлов и др., 1979). Зависимость величины  $a$  от значения суммы  $Cr_2O_3 + Fe_2O_3$  (вес. %), построенная по литературным и нашим данным (рис. 4), дает возможность по величине  $a$  установить примерное содержание суммы  $Cr_2O_3 + Fe_2O_3$  в существенно железистых хромитах. При этом следует учитывать соотношение  $Fe^{2+}$  и Mg.

**Закключение.** Как показало изучение, состав рудных минералов Кондерского массива закономерно меняется в зависимости от типа вмещающих их пород и положения пород в зональной интрузии. Хромшпинелиды дунитов и рудных шпиров центральной части массива представлены относительно более высокохромистой и высокомагнезильной разновидностью — хромитом. К краевой зоне дунитового тела хромит сменяется феррихромитом, приуроченным к оливинитам. Хромшпинелиды из рудных дунитов и шпиров Кондерского массива по составу и параметру элементарной ячейки аналогичны хромшпинелидам из рудных дунитов и шпиров



линского массивов и связанной с ними минерализации к особому типу платформенных ультрамафитовых интрузий с повышенной щелочностью, о чем свидетельствует также ряд геологических и петрохимических данных (Орлова и др., 1978; Орлова, 1979). Очевидно, Кондерский массив дунитов, оливинитов, клинопироксенитов и щелочных пород (ийолитов, нефелиновых и щелочных сиенитов) может быть отнесен к формации щелочных ультрамафитов, ийолитов и карбонатитов платформенного типа (Орлова, 1978). При этом следует подчеркнуть, что формационный критерий, вытекающий из минералогических особенностей породообразующих оливинов и акцессорных минералов дунитов и генетически и пространственно связанных с ними руд, несколько снижает перспективы рудоносности Кондерского массива в отношении хромитового оруденения. Формации щелочно-ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов, как правило, не присущи собственно хромитовые руды. Поэтому для массивов типа Кондерского или Гулинского можно ожидать небольшие по протяженности и мощности залежи высокожелезистых (низкокачественных, непригодных для металлургии) хромитовых руд. Исходя из того же формационного критерия, массивы типа Кондерского и Гулинского могут иметь определенные перспективы в отношении обнаружения здесь титанового и апатитового оруденения по аналогии с дунито-клинопироксенито-габбровой (платиноносной) и щелочно-ультрамафитовой (с карбонатитами) формациями (Москалева, 1978; Орлова, 1978; Павлов и др., 1979).

### Литература

- Андреев Г. В. Петрография Кондерского массива. — Тр. БКНИИ, Улан-Удэ, 1962, вып. 9, с. 137—149.
- Архангельская В. В. Гетерогенные интрузивные массивы платформ и областей завершённой складчатости. — Сов. геол., 1968, № 4, с. 36—45.
- Богомолов М. А. Некоторые особенности петрологии массивов центрального типа с дунитовым ядром на Алданском щите. — В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М., «Наука», 1968, с. 312—363.
- Засильев Ю. Р., Золотухин В. В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы. — Тр. Ин-та геол. и геофиз., Новосибирск, 1975, вып. 166. 270 с.
- Джексон Э. Д. Вариации химического состава сосуществующих хромита и оливина в хромитовых зонах комплекса Стиллвотер. — В кн.: Магматические рудные месторождения. М., «Недра», 1973, с. 43—66.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 5. М., «Мир», 1966, с. 37—43, 60—104.
- Егоров Л. С., Гольдбург Т. Л., Шихорина К. М. Геология и петрография магматических пород Гулинской интрузии. — Тр. НИИГА, 1961, т. 222, с. 3—115.
- Ельянов А. А. О формационной принадлежности центральных интрузивных массивов с дунитовыми ядрами. — В кн.: Геологические формации. Вып. 1. Л., 1968, с. 78—81.
- Ефимов А. А., Ефимова Л. П. Кытымский платиноносный массив. — Матер. по геол. и полезн. ископ. Урала. Вып. 13. М., «Недра», 1967. 335 с.
- Ефимов А. А., Таврин И. Ф. О генетическом единстве платиноносных дунитов Урала и Алданского щита. — ДАН СССР, 1978, т. 243, № 4, с. 991—994.
- Желязкова-Понайотова М. Д. Рентгенографско определение на хромшпинелиде. — Год. на Соф. ун-т, биол.-геогр. ф-т, 1961, т. 54, кн. 2, геология, с. 67—82.
- Иванов С. К., Кайнов В. И. О корреляции между составом и размерами ребра элементарной ячейки хромшпинелидов. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Л., «Наука», 1975, с. 32—35.
- Лапин А. В., Жабин А. Г. Нодулярные текстуры хромита в дуните как результат неравновесной эвтектической кристаллизации. — ДАН СССР, 1965, т. 163, № 5, с. 1240—1243.
- Луцкина Н. В., Каменцев И. Е. Рентгеновское исследование хромшпинелидов из ультраосновных массивов Восточной Камчатки. — Уч. зап. ЛГУ, 1974, вып. 15, № 3, с. 119—127.
- Магматические формации СССР. Т. 1. Л., «Недра», 1979. 318 с.
- Малахов И. А., Малахова Л. В. Нижне-Тагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы. — Тр. Ин-та геологии и геохимии. Свердловск, вып. 83, 1970. 165 с.

Минералы. Т. II, вып. 3. М., «Наука», 1972, с. 27 и 85.

Москалева С. В. Региональные и локальные закономерности размещения хромистых месторождений. — Матер. к совещ. «Основы научного прогноза...». Вып. 7. Л., «Недра», 1971. 86 с.

Москалева С. В. Хром. — В кн.: Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л., «Недра», 1976, с. 74—93.

Орлова М. П., Шнай Г. К. Щелочно-ультраосновная—щелочно-габброидная ассоциация Алданского щита. — Матер. к V Всесоюз. петрограф. совещ. Т. 1. Алма-Ата, «Наука», 1976, с. 242—245.

Орлова М. П. Размещение и минерагеническая специализация щелочных магматических формаций территории СССР. Объяснительная записка к карте масштаба 1:10 000 000. Л., 1978. 60 с.

Орлова М. П. Петрохимические особенности пород Инаглинского и Кондерского массивов как показатель их генезиса. — Матер. к V симпозию. по геохимии магматических пород. М., «Наука», 1979, с. 30—31.

Орлова М. П., Авдеева О. И., Федорова И. В., Яковлева Л. В. Новые данные по радиологическому датированию Кондерского массива. ДАН СССР, 1978, т. 240, № 3, с. 677—680.

Павлов Н. В., Григорьева-Чупрынина И. И. Закономерности формирования хромитовых месторождений. М., «Наука», 1973, с. 197.

Павлов Н. В., Григорьева И. И., Гришина Н. В. Образование и генетические типы хромитовых месторождений геосинклинальных областей. — В кн.: Условия образования магматических рудных месторождений. М., «Наука», 1979, с. 5—78.

Рожков И. С., Кицун В. И., Разин Л. В., Боршанская С. С. Платина Алданского щита. М., Изд-во АН СССР, 1962. 280 с.

Смирнова Т. А. Корреляция состава природных хромшпинелидов с кристаллохимическими параметрами их решеток. — Тез. докл. VII конфер. молод. исслед. ВИМСа, ч. II, 1968, с. 31—33.

Царицын Е. П. Состав аксессуарных и рудных хромшпинелидов в гипербазитах. — Тр. Ин-та УНЦ АН СССР, 1977, с. 83—95.

Samson E. N., Emerson M. E., *The origin of certain chromite deposits of the Eastern Part of Bushveld complex.* — *Econ. Geol.*, 1959, v. 54, N 7, p. 1151—1213.

Golding H. A., Johnson R. R. *Variation in Gross Chemical composition and Related physical properties of Podiform chromite in the coolas district, N. S. W.* — *Australia Econ. Geol.*, 1971, v. 66, p. 1017—1027.

Stevens Rollin E. *Composition of some chromites of the Western hemisphere.* — *Amer. Miner.*, 1944, v. 29, N 1—2, p. 1—34.

X-ray powder data (ASTM). Amer. Soc. Philadelphia, 1967, p. 685.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПЛОТНОСТИ ПИРОПА  
В КАЧЕСТВЕ КРИТЕРИЯ ПОИСКОВ  
И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗА

Как известно, единственными породами, содержащими промышленные концентрации алмаза и образующими его коренные месторождения, являются кимберлиты. Они представляют собой гипабиссальные ультраосновные породы существенно оливнинового состава с порфировой структурой, в которых в тех или иных количествах присутствуют включения глубинных (мантийных) гипербазитов и минералов, с ними связанных. Наличие таких включений в кимберлитах представляется наиболее важным петрологическим признаком последних (Сарсадских, Благулькина, 1969). Совокупность всех известных по минералогии и петрологии данных, полученных при изучении кимберлитов, свидетельствует о том, что глубинные включения являются реликтами мантийного субстрата, в ходе плавления которого возникли кимберлитовые расплавы. Таким образом, эти включения генетически связаны с кимберлитами (Сарсадских и др., 1960).

В петрографическом отношении глубинные включения принадлежат пиропсодержащим либо беспиropовым породам серии оливинит (дунит)—перидотит—пироксенит, причем наиболее распространены перидотиты, наименее — пироксениты.<sup>1</sup>

Кроме главных породообразующих минералов — оливина, моноклинного и ромбического пироксенов, в глубинных включениях гипербазитов присутствуют более редкие минералы — пироп, пикроильменит, хромшпинелид, флогопит, а также акцессорные — графит, алмаз, муассанит и др.

Все минералы, установленные в гипербазитовых включениях, присутствуют в связующей массе кимберлитов также и в виде отдельных зерен (ксенокристаллов) или их сростков.

Наиболее типичными минералами глубинных ультраосновных включений являются гранаты существенно пиропового состава и пикроильменит, содержание которых нередко увеличивается до ранга породообразующих минералов. По некоторым особенностям состава и свойств пироп и пикроильменит из мантийных включений существенно отличаются от аналогичных минералов, генетически связанных с другими породами. Это позволяет считать их типоморфными минералами кимберлитов и использовать в качестве минералогического критерия при поисках кимберлитовых тел. Однако следует заметить, что благодаря трудности визуальной диагностики пикроильменита при поисковых работах на алмазы чаще используется один пироп, который довольно легко определяется визуально. Другие минералы включений мантийных ультраосновных пород существенной роли при поисках кимберлитов не играют вследствие незначительного их содержания (хромшпинелид) либо почти полного их замещения вторичными продуктами (оливин, хромдиопсид, флогопит).

Самой характерной особенностью состава пиропов, связанных с глубинными включениями в кимберлитах, является неизменная примесь в них хрома. Количество его варьирует в широких пределах — от долей процента до 20 вес. %.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Кроме указанных гипербазитов, к глубинным включениям относятся также разнообразные по составу эглогиты (дистеновые, корундовые, шпинелевые, графитовые и др.) (Соболев, 1974).

<sup>2</sup> Максимальное содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  установлено в пиропе, включенном в алмаз. Оно составляет 20.3% (Соболев и др., 1978).

По содержанию  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  встречающиеся в кимберлитах пиропы можно разбить на три группы: низкохромистые ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  — менее 3%), умереннохромистые (3—5%) и высокохромистые ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  — более 5%).

Среди высокохромистых пиропов в зависимости от содержания кальция, количество которого колеблется в еще более широких пределах, можно выделить два главных ряда: кноррингито-пироповый и уваровито-пироповый. Первый из них характеризуется пониженным содержанием  $\text{CaO}$ , обычно не превышающим 5% и нередко снижающимся до 1%. В пиробах этого ряда хром связывается с магнием в кноррингитовый компонент, содержание которого может достигать 40 мол.%. Гранаты второго, уваровито-пиропового ряда отличаются повышенным количеством  $\text{CaO}$  — от 8 до 24%. В этом случае при расчете на миналы хром может быть связан с кальцием в виде уваровитового компонента, доля которого в крайних, наиболее высокохромистых членах ряда составляет 35—40 мол.%.

В глубоких включениях встречаются высокохромистые пиропы и промежуточного, уваровито-кноррингитового состава с умеренным содержанием  $\text{CaO}$  (5—8%). Количество его недостаточно, чтобы связать весь хром в уваровитовый компонент, и часть хрома обособляется с магнием в виде кноррингитового минала.

Гранаты, относящиеся к крайним высокохромистым членам указанных выше уваровито-пиропового и кноррингито-пиропового рядов, наименее распространены в кимберлитах и встречаются преимущественно совместно с алмазом.

Парагенетические взаимоотношения алмаза с минералами мантийных ультраосновных пород изучены, во-первых, по минералам-узникам, заключенным в алмазах и, во-вторых, непосредственно в ксенолитах самих ультраосновных пород, содержащих алмазы.

В виде сингенетических включений в алмазе установлены следующие минералы: оливин, хромшпинелид, гранат, энстатит, клинопироксены, коэсит, магнетит, ильменит, рутил и сам алмаз (Орлов, 1959; Футергендлер, 1960; Гневушев, Николаева, 1961; Ефимова, 1961; Harris, 1968). Такие минералы, как оливин, пироп, хромшпинелид и хромдиоксид, указывают на генетическую связь алмаза с гипербазитовыми глубинными породами (ультраосновной парагенезис), а гранаты пиропо-альмандинового ряда, омфацит, рутил и ильменит, — на связь его с эклогитами (эклогитовый парагенезис) (Соболев, 1974).

На находки в глубоких ультраосновных породах тех же минералов, которые присутствуют и в виде сингенетических включений в алмазах, указывалось неоднократно (Сарсадских, 1970, 1974). Впервые же ксенолиты алмазоносных перидотитов в кимберлитах обнаружены Б. С. Наем (Соболев и др., 1969), а затем и нами в 1974—1979 гг. Совместно с алмазом в перидотитовых включениях установлены пироп и хромшпинелид.

Применение рентгеновского микроанализа позволило уточнить состав включенных в алмаз минералов. Гранат в них, как правило, является высокохромистым и относится к обогащенным хромом членам кноррингито-пиропового, редко уваровито-пиропового рядов или к гранатам промежуточного (уваровито-кноррингито-пиропового) состава. Низко- и умереннохромистые пиропы среди включений в алмазах были встречены лишь в единичных случаях (Meuer, 1968; Соболев и др., 1969; Соболев, 1974; Соболев и др., 1978).

Экспериментальными работами по синтезу хромистых пиропов установлено, что растворимость кноррингитового компонента в пиропе значительно возрастает с увеличением давления (Ровша, 1968; Быкова, Генштафт, 1972; Малиновский и др., 1975; Дымникова и др., 1976; Рингвуд, 1978). Таким образом, можно считать доказанным, что высокохромистые пиропы кноррингитового ряда, требующие для своего образования наибольших давлений, являются самыми глубинными среди всех разновид-

ностей пироба. Они действительно могут сосуществовать с алмазом в области его устойчивости. Значительно более широко распространенные умеренно- и низкохромистые пиробы стабильны при более низких давлениях и соответственно (в общем случае) в условиях меньших глубин.

Все вышеизложенное позволяет считать в настоящее время вполне надежным и обоснованным главный минералогический критерий высокой алмазоносности кимберлитов — присутствие в них высокохромистых пиробов кноррингитового ряда, парагенетичных алмазу. Практическое применение этого критерия при поисках и прогнозировании месторождений алмаза сводится к выявлению в рыхлых четвертичных или дочетвертичных отложениях высокохромистых пиробов. Находки их могут свидетельствовать о том, что коренными их источниками являются алмазоносные кимберлиты.

Были предложены различные способы выявления пиробов алмазной ассоциации (Харьків, 1978), однако в настоящее время при поисках месторождений алмаза используется способ прямого определения хромистости зерен пироба при помощи рентгеновского микроанализа (Соболев и др., 1978). Естественно, что столь дорогостоящий и трудоемкий метод не может считаться общедоступным. Практически наиболее эффективными являются различного рода экспрессные методы анализа, позволяющие быстро и с небольшими затратами выявлять пиробы, парагенетически связанные с алмазом.

Изучение мантийных пиробов показало, что их физические свойства (окраска, показатель преломления, плотность, параметр элементарной ячейки и др.) полностью зависят от химического состава и прежде всего от содержания хрома.

Нами установлено, что наиболее значительно хромистость пиробов влияет на их плотность. Это позволяет для поисков и прогнозирования месторождений алмаза использовать плотность пиробов для выявления высокохромистых их разновидностей среди всей массы других пиробов, находящихся в тех или иных рыхлых отложениях. Нами разработаны графики статистической зависимости плотности от содержания  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  для всех высокохромистых разновидностей пироба. Исследования показали, что увеличение плотности пиробов при возрастании содержания в них хрома происходит по-разному в различных по составу гранатах. В связи с этим нами составлены три различных графика — для пиробов кноррингитового, уваровит-кноррингитового и уваровитового рядов.

В основу предлагаемых графиков положены 126 анализов химического состава высокохромистых пиробов ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  более 5%), выполненных методом микрондирования в лаборатории ВСЕГЕИ; общее руководство на всех этапах аналитических работ осуществлялось Э. А. Багдасаровым.

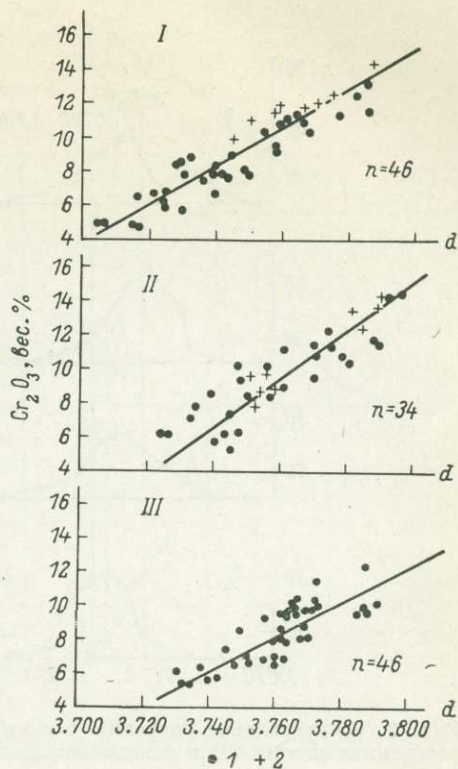
Определение плотности пиробов производилось при помощи эталонов в термоградиентной трубке (ТПП-1) с точностью  $\pm 0.005$  г/см<sup>3</sup>. Замеры произведены Т. Д. Кац и частично автором настоящей статьи.

Как видно на графиках (рис. 1), для пиробов кноррингитового ряда (I) характерен меньший градиент увеличения плотности при повышении содержания хрома, чем для пиробов уваровитового ряда (III). Пиробы уваровито-кноррингитового состава в этом отношении занимают промежуточное положение (II). Таким образом, при одном и том же количестве хрома эти гранаты имеют несколько различную плотность. Например, при одном и том же содержании  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (7 вес.%) плотность пиробов (в г/см<sup>3</sup>) составляет (рис. 1): в кноррингитовом ряду — 3.728—3.730, в уваровито-кноррингитовом — 3.740—3.742, в уваровитовом ряду — 3.748—3.750.

График зависимости плотности пиробов от содержания в них  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  можно использовать для определения количества  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в неанализированных зернах. Для этого достаточно определить плотность зерна пироба на

Рис. 1. Зависимость плотности  $d$  высокохромистых пиропов от содержания в них  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ .

*I* — пиропы кноррингитового ряда; *II* — пиропы уваровито-кноррингитового ряда; *III* — пиропы уваровитового ряда. *1* — пиропы из ультраосновных включений в кимберлитах и из концентратов обогащения кимберлитов; *2* — пиропы из россыпей (материалы М. И. Плотниковой).



приборе ТГП-1. Допустим, например, что она оказалась равной  $3.765 \text{ г/см}^3$ . Этой ординате на рис. 1 соответствует содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ : в кноррингитовом ряду — 11%, в уваровито-кноррингитовом — 10%, в уваровитовом — 9%. Если при этом известна окраска исследуемого зерна, то оценка содержания в нем  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  по графикам может быть более точной. Так, в случае малиновой его окраски (и отсутствия дихроизма при изменении освещения) следует использовать график для пиропов кноррингитового ряда (*I*), при густой фиолетовой или синевато-лиловой (резко варьирующей при изменении освещения) — график для пиропов уваровитового ряда (*III*). Для всех зерен промежуточной окраски (со слабым дихроизмом) или трудно определяемой (густота окраски, отсутствие дневного освещения для установления эффекта дихроизма) содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  оценивается по среднему графику (*III*) с точностью  $\pm 1\%$ .

В качестве критерия при поисках и прогнозировании месторождений алмаза используются эталонные кривые распределения пиропов по плотности в алмазоносных и неалмазоносных кимберлитах.

Для построения указанных кривых из концентратов или протолочных проб кимберлитов (весом 6—10 кг) было отобрано по 100—150 зерен пиропов, окрашенных в малиновые, фиолетовые, лиловые и все промежуточные цвета. Пиропы оранжевого и красного цвета исключались как заведомо низкохромистые. Отобранные зерна пироба помещались в термоградиентную трубку, отдельно по каждому кимберлитовому телу, и подсчитывалось количество зерен пироба с различной плотностью (по 6—12 интервалам). Затем составлялись соответствующие кривые распределения количества зерен по плотности (рис. 2).

Из рис. 2 отчетливо видно, что характер этих кривых для гранатов из месторождений алмаза (*1—4*) и неалмазоносных кимберлитов (*5—8*) существенно различен.

Для плотностных кривых гранатов из алмазоносных трубок (*I*) характерны следующие особенности: 1) максимум на кривых распределения смещен в сторону больших плотностей; 2) кривые протягиваются в область высоких плотностей, что свидетельствует о наличии пиропов с повышенной плотностью, а следовательно, и наиболее высокохромистых. Для неалмазоносных кимберлитовых тел (*II*), напротив, максимум на кривых распределения сдвинут в сторону меньших плотностей; гранаты с повышенной плотностью полностью отсутствуют, что указывает на отсутствие в породах высокохромистых пиропов алмазного парагенезиса.



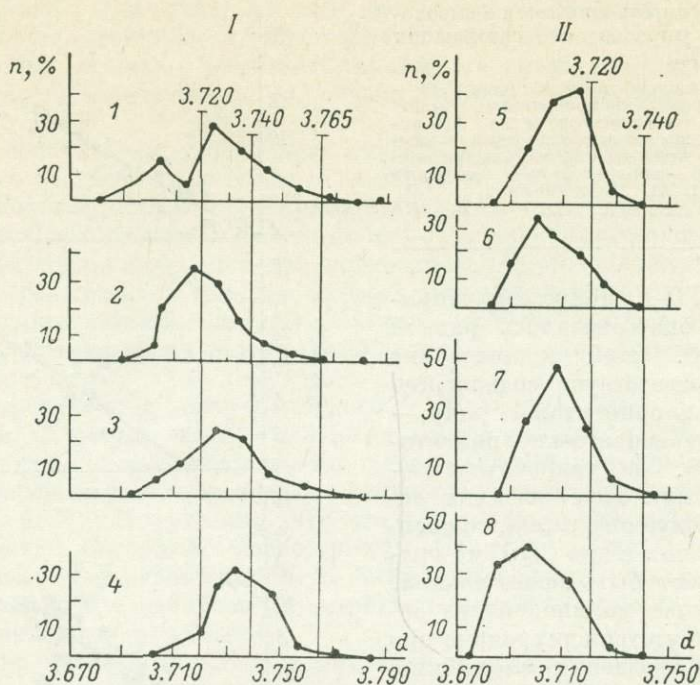


Рис. 2. Распределение умеренно- и высокохромистых пиропов по плотности в месторождениях алмаза (I) и неалмазоносных кимберлитах (II).

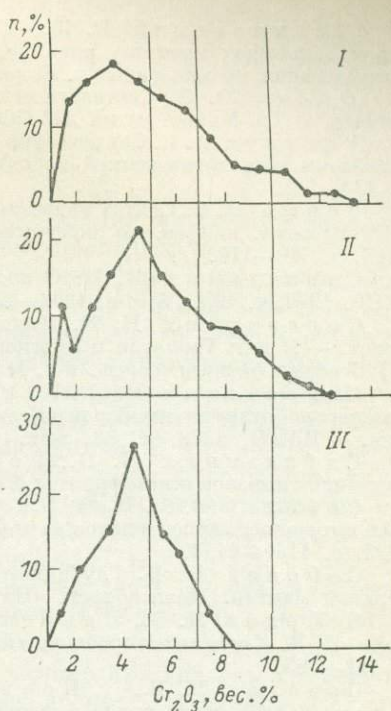
Небезынтересно добавить, что кроме приведенных здесь кривых (рис. 2) нами были получены данные о распределении пироба по плотности в кимберлитовых трубках со средними содержаниями алмазов. Оказалось, что и конфигурации плотностных кривых являются для них промежуточными между кривыми, полученными для месторождений алмаза и неалмазоносных кимберлитов. Они отличаются как по положению максимума, так и по длине отрезка кривой, характерного для высокохромистых пиропов (область наибольших плотностей).

Таким образом, тип кривых распределения пиропов по плотности может служить показателем степени алмазоносности кимберлитов.

Для установления необходимого и достаточного количества измеряемых зерен для одной из трубок со значительным содержанием алмаза (трубка 3 на рис. 2) количество отобранных зерен было удвоено и всего в термодиффузионную трубку помещено 300 зерен. Оказалось, что характер кривой распределения при этом полностью сохранился и лишь незначительно удлинился отрезок высокохромистых пиропов за счет попадания в подсчет очень богатых  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и ультраредких зерен. Из этого следует, что 100 зерен оказывается совершенно достаточным для выявления типа кривой распределения пиропов по плотности.

Проверку полученных кривых распределения пиропов по плотности (что равнозначно распределению их по содержанию  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ) путем прямого определения хрома в исследуемых зернах мы не производили вследствие слишком большого числа необходимых для этого микрозондовых анализов. Для этой цели нами использованы данные Н. В. Соболева по прямому определению с помощью микрозонда содержания  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в пиробах из 27 кимберлитовых трубок Якутии. В результате им были построены гистограммы распределения пироба по содержанию хрома в кимберлитах с различной степенью алмазоносности (Соболев и др., 1978). Это дало возможность проверить сходимость наших данных и Н. В. Соболева.

Рис. 3. Распределение высокохромистых пиропов по содержанию  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в месторождениях (I, II) и неалмазоносной трубке (III). По данным Н. В. Соболева.



На рис. 3 приведены кривые, полученные Н. В. Соболевым по некоторым кимберлитовым трубкам, по которым имеются и наши кривые. Две из них относятся к месторождениям (I и II), кривая III характеризует гранаты из неалмазоносных кимберлитов. Как видно из рис. 3, конфигурация кривых полностью совпадает с соответствующими кривыми рис. 2. Трубки I, II и III на кривой Н. В. Соболева соответственно те же, что и трубки 2, 3 и 7 на нашем графике.

При сравнении кривых распределения пиропов по плотности и содержанию в них  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  мы провели на них линии одинаковой хромистости пиропов (на рис. 2 содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  оценено по данным графиков рис. 1).

Линия, отвечающая 5, 7 и 10%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в пиробах (на графике Н. В. Соболева), соответствует плотностям 3.720, 3.740 и 3.765 г/см<sup>3</sup> на нашем графике. Эти линии еще больше подчеркивают сходство кривых, полученных различными способами.

Все вышеизложенное свидетельствует о правомочности метода определения содержания хрома в пиробах путем измерения их плотности и подтверждает возможность использования плотностных кривых распределения пироба в качестве надежного критерия при поисках и прогнозировании месторождений алмаза. Методически решение этой задачи сводится к отборке 100—150 зерен малиновых, фиолетовых и лиловых пиропов (без учета оттенков и густоты окраски) из тех или иных рыхлых отложений, определению их плотности и составлению статистических кривых. Далее производится сравнение полученных графиков с приведенными выше эталонными кривыми и делается оценка возможной степени алмазности искоемых или прогнозируемых коренных источников, с которыми связаны эти пиробы.

Описанная методика прогнозирования месторождений алмаза была применена нами при прогнозной оценке некоторых районов Якутии. В качестве критерия оценки перспектив нахождения алмазов были использованы данные сравнения кривых распределения пиропов по плотности из аллювиальных отложений отдельных участков и эталонных кривых.

## Литература

Быкова Ю. М., Геншафт Ю. С. Синтез хромовых гранатов ряда пироп-хроморингит. — Геохимия, 1972, № 10, с. 1291—1293.

Гневущев М. А., Николаева Э. С. Твердые включения в алмазах месторождений Якутии. — Тр. Якутск. фил. Сибирск. отд. АН СССР, 1961, вып. 6, с. 97—105.

Дымникова Н. Г., Гневущев М. А., Губанов В. А., Уманец В. Н. Моделирование природных условий кристаллизации пироба — парагенетического спутника алмаза. — Межвуз. сб.: Геология, поиски и разведка нерудных полезных ископаемых. Л., 1976, вып. 2, с. 3—11.

Ефимова Э. С. Твердые включения в якутских алмазах. — Тез. совещ. по геол. алмазных месторожд. Якутии, Якутск, 1961, с. 36—37.

Малиновский И. Ю., Дорошев А. М., Ран Э. Н. Устойчивость хромсодержащих гранатов ряда пироп—кноррингит. — В кн.: Экспериментальные исследования по минералогии. Новосибирск, 1975, с. 110—115.

Орлов Ю. Л. Сингенетические и эпигенетические включения в кристаллах алмаза. — Тр. Минер. музея АН СССР, 1959, вып. 10, с. 41—44.

Рингвуд А. Е. Синтез серии твердых растворов пироп—кноррингит. — В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 139—145.

Ровша В. С. Синтез магнезиальных гранатов при 50—60 кбар. — В кн.: Тез. VIII Всесоюз. конфер. по эксперимент. и техн. минер. и петрограф. Новосибирск, 1968, с. 170—172.

Сарсадских Н. Н. О неоднородности вещества верхней мантии. — ДАН СССР, 1970, т. 193, № 6, с. 1392—1395.

Сарсадских Н. Н. Минералогические критерии алмазности кимберлитов. — В кн.: Геология и прогнозирование месторождений алмазов. — Тез. докл. III Всесоюз. межвед. совещ. в г. Мирный, М., 1974, с. 39—42.

Сарсадских Н. Н., Благулькина В. А. Петрографические и петрологические отличия кимберлитов от пород, сходных с ними по некоторым признакам. — ВЗМО, 1969, ч. 98, вып. 4, с. 415—421.

Сарсадских Н. Н., Ровша В. С. Об условиях генезиса минералов-спутников алмазов в кимберлитах Якутии. — ЗВМО, 1960, ч. 89, вып. 4, с. 392—399.

Соболев В. С., Най Б. С., Соболев Н. В. и др. Ксенолиты алмазосодержащих пироповых серпентинитов из трубки Айхал, Якутия. — ДАН СССР, 1969, т. 188, № 5, с. 1141—1143.

Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск. «Наука», 1974, 264 с.

Соболев Н. В., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н., Соболев Е. В. Хромовые пиропы из алмазов Якутии. — ДАН СССР, 1969, т. 189, № 1, с. 162—165.

Соболев Н. В., Похиленко Н. П., Лаврентьев Ю. Г., Усова Л. В. Роль хрома в гранатах из кимберлитов. — В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 145—168.

Футергендлер С. И. Рентгенографическое изучение твердых включений в уральских и якутских алмазах. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1960, вып. 40, с. 73—87.

Харькив А. Д. Минералогические основы поисков алмазных месторождений. М., «Недра», 1978. 135 с.

Harris J. W. The recognition of diamond inclusions Pt: Syngenetic mineral inclusions. — Industr. Diamond Review, 1968, v. 28, N 334, S. 193—202.

Meuser H. O. A. Mineral inclusions in diamonds. — Carn. Ins. Wash., Year. Book 66, 1968, p. 446—450.

## МИНЕРАЛЬНЫЕ КРИТЕРИИ ЗОЛОТОНОСНОСТИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Золоторудные месторождения и рудопроявления на Сибирской платформе связаны с мезозойским комплексом щелочных пород (Билибин, 1941; Билибина и др., 1967). Массивы, сложенные щелочными породами, представляют собой гетерогенные образования, среди которых нами выделяются три формации: щелочногабброидная калиевого ряда, монцонитосиенитовая нормальнощелочного ряда и щелочногранитовая натрового ряда (Магматические формации . . ., 1979). С интрузивными породами ассоциируют их вулканогенные аналоги, образуя вместе с ними вулканоинтрузивные кольцевые массивы центрального типа. В отличие от известных щелочных пород натровой линии рассматриваемые здесь породы не несут существенной редкометалльно-редкоземельной минерализации, но обнаруживают геохимическую специализацию на золото (Карелин и др., 1974; Свешникова и др., 1977; Шнай, Орлова, 1977).

Золоторудные месторождения и россыпи связаны с теми гетерогенными массивами, в которых совмещены щелочногабброидная с монцонитосиенитовой и щелочногранитовой формациями. В том случае, когда щелочногабброидная формация проявляется самостоятельно или совмещена с ультрамафитами, ее потенциальная золотоносность никак не реализуется, а формация приобретает минерогеническую специализацию; с ней могут быть связаны месторождения неметаллических полезных ископаемых, и в этом случае она рассматривается нами как нерудоносная на золото.

Распределение золота в рассматриваемых породах подчиняется определенной закономерности, выражающейся в увеличении его содержаний от ранних фаз к поздним как в интрузивных, так и в вулканических образованиях. Обогащенность золотом обнаруживают также связанные с массивами щелочных пород дайки и метасоматиты. Содержание золота в однотипных породах рудоносных массивов находится примерно на одном уровне. Повышенные содержания золота обнаруживают: гранитизированные под воздействием щелочных гранитов эффузивы, комагматичные интрузивным породам щелочногабброидной и монцонитосиенитовой формаций; микроклинизированные, альбитизированные, цеолитизированные и окварцованные породы щелочногабброидной формации, измененные под влиянием аутометасоматических процессов; скарны экзоконтактных зон массивов монцонитосиенитовой формации; связанные с формированием поздней щелочногранитовой формации фениты, альбититовые и кварц-микроклиновые метасоматиты. Рассматриваемые рудоносные породы обогащены цирконием, иттрием, фтором, свинцом, рубидием и обеднены хромом, кобальтом, никелем. Нерудоносные породы, напротив, обогащены группой фемафильных элементов. Золото обнаруживает прямую корреляционную связь (при 90—95%-й вероятности) с породообразующими элементами (кремнием, калием и натрием) и элементами фельсифильной группы (цирконием, иттрием, рубидием).

Для решения вопроса о том, какие минералы концентрируют золото, методом нейтронно-активационного анализа было проанализировано около 120 проб породообразующих минералов.<sup>1</sup> Наибольший интерес среди них представляют клинопироксены, слюды, калинатровые полевые шпаты, магнетиты и кварцы. Для этих минералов было проведено комплексное изучение с определением оптических констант, параметров элементарной

<sup>1</sup> Анализы выполнены В. Б. Панкратовым и Б. Г. Лурье (Ленинград).

ячейки, полного химического состава с привлечением в ряде случаев микронзондового анализа с целью выявления типоморфных особенностей минералов, позволяющих относить породы к определенному формационному типу и отличать рудоносные породы от нерудоносных.

**Клинопироксены.** Типоморфизму пироксенов пород рассматриваемых формаций посвящена специальная работа (Соколова и др., 1979), поэтому здесь отметим лишь их основные особенности. Составы клинопироксенов рудоносных и нерудоносных пород поликомпонентны и представлены изоморфным рядом диопсид—акмит. Клинопироксены рудоносных пород отличаются большими размерами элементарной ячейки, обогащенностью акмитовым миналом (АК) и высокими значениями показателей преломления. При сравнении химических составов клинопироксенов однотипных пород устанавливается большая железистость и щелочность пироксенов рудоносных пород (табл. 1). Внутри группы рудоносных пород клинопироксены различаются главным образом по степени обогащенности акмитовым миналом.

Таблица 1

Соотношения железистости пород и минералов щелочногабброидной формации, мол. %

Породы	Порода		Пироксены		Слюды		Магнетиты	
	1	2	1	2	1	2	1	2
Щелочные габброиды	34	28—37	13	11—16	25—28	43	97.6	98.2—99.5
Нефелиновые и щелочные слениты	32	40—41	17	21—27	41	47	Не опр.	98.8—99.7

Примечание. 1 — нерудоносные, 2 — рудоносные.

Состав клинопироксенов отражает условия образования пород. Для рудоносных пород характерно повышение щелочности среды, вызывающей обогащение пироксена акмитовой составляющей. Рост акмитового компонента сопровождается увеличением в составе породы кремнекислоты, суммы щелочей и глинозема и резким спадом содержаний  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{FeO}$ , причем в рудоносных породах эта тенденция выражена более четко, чем в нерудоносных (рис. 1). Устанавливается повышение общей железистости как пород, так и клинопироксенов в направлении от ранних фаз к поздним, при этом разница между железистостью пород и пироксенов в рудоносных породах оказывается более существенной, чем в нерудоносных (табл. 1), что при наличии магнетита свидетельствует о более высоком значении потенциала кислорода при формировании этих пород. Этой разницы не наблюдается в породах щелочногранитовой формации, где ассоциация эгирин с магнетитом не позволяет предполагать возможность формирования этих пород в условиях пониженного потенциала кислорода, когда все железо входит в состав силиката. Состав этих пород определяется при повышенном потенциале кислорода повышенной щелочностью среды.

Моноклинные пироксены рудоносных пород по сравнению с пироксенами нерудоносных обогащены цирконием (на 1—2 порядка), ванадием (в 1.5—2 раза), бериллием (на порядок), медью (в 2—3 раза), золотом (на порядок). В нерудоносных породах клинопироксены, напротив, обогащены фемафильной группой элементов: хромом (на 1—2 порядка), стронцием (в 2—3 раза), кобальтом, никелем (в 1.5—2 раза). В клинопироксенах рудоносных пород устанавливается положительная корреляция (здесь и далее при 95%-й вероятности) меди с золотом (0.41), бериллием (0.32), галлием (0.55). В клинопироксенах нерудоносных пород положительная корреляция обнаруживается между фемафильными элементами: никеля со стронцием (0.45), кобальтом (0.58), хромом (0.61), кобальта со скан-

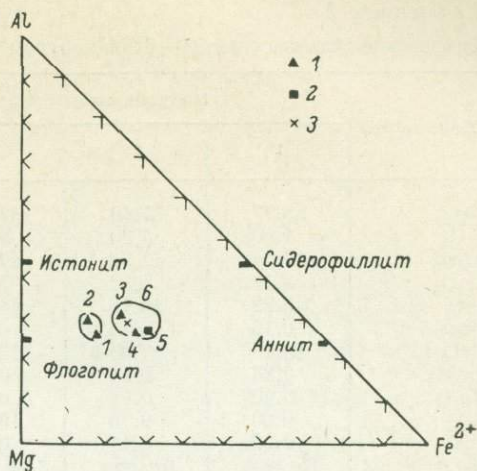
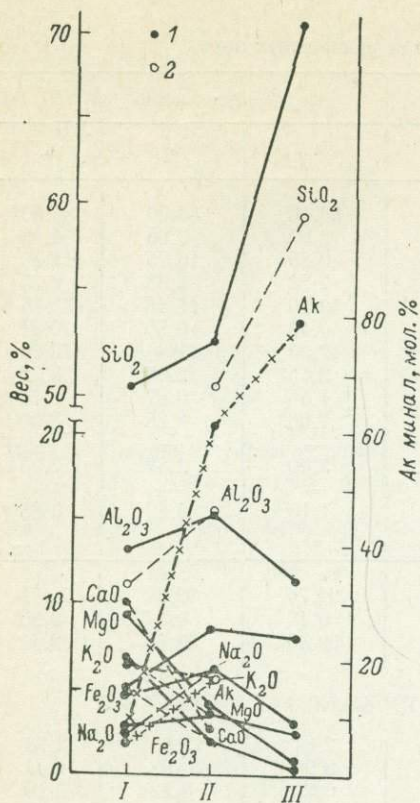


Рис. 2. Диаграмма соотношений Mg—Fe<sup>2+</sup>—Al в слюдах.

Здесь и на рис. 3—6 цифры соответствуют порядковым номерам анализов слюд в табл. 2.

Рис. 1. Вариационные диаграммы химических составов пород и клинопироксенов.

I — щелочные габброиды; II — нефелиновые и щелочные сиениты; III — щелочные граниты; 1 — рудоносные, 2 — нерудоносные.

дием (0.56). В пироксенах тех и других пород отрицательную корреляцию обнаруживают между собой элементы фемафильной и фельсифильной группы: цирконий с кобальтом (0.40), ванадий с кобальтом (0.53) и скандием (0.50), а также медь с хромом (0.34).

Таким образом, состав среды и условия минералообразования определяют различия клинопироксенов рудоносных и нерудоносных пород и обогащенность их теми элементами, какими была обогащена исходная магма к моменту ее кристаллизации в камере.

Слюды относятся к промежуточным членам ряда флогопит—биотит. Условная граница между ними определяется отношением Mg : Fe = 2 : 1 (Дир и др., 1966). По этому соотношению слюды из нерудоносных пород близки к флогопитам и биотитам промежуточного состава ряда флогопит—аннит, а из рудоносных — к биотитам промежуточного состава того же ряда (табл. 2, рис. 2). Содержание формульных единиц магния во флогопите равно 1.95—2.07 в нерудоносных породах и 1.38—1.50 в рудоносных. Различаются слюды и параметрами элементарной ячейки:  $b$  и  $c \cdot \sin \beta$ . Слюды рудоносных и нерудоносных пород относятся к наиболее устойчивой полиморфной модификации — однослойной моноклинной 1M, обогащены титаном и относительно обеднены алюминием. Алюминий находится в тетраэдрической позиции, где его недостаток компенсируется титаном. Как видно из табл. 2, в рудоносных породах замещение алюминия титаном в биотите проявлено более сильно, чем в нерудоносных.

При сравнении химических составов слюд устанавливается их различие по меньшему содержанию в рудоносных породах двуокиси кремния (на 1%), двуокиси титана, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, K<sub>2</sub>O и суммы щелочей и большей концентрации Fe<sub>2</sub>O<sub>2</sub>, суммарного железа, MnO, Na<sub>2</sub>O, особенно CaO и фтора. Биотиты рудоносных пород обнаруживают более высокую щелочность и более низкую глиноземистость по сравнению со слюдами нерудоносных пород (рис. 3 и 4), они значительно более фтористые. Как видно из рис. 5,

Таблица 2

Химические анализы слюд (1—6) из нерудоносных и рудоносных пород

Компоненты	Нерудоносные			Рудоносные		
	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	38.72	37.90	37.16	36.40	36.00	36.20
TiO <sub>2</sub>	4.80	4.60	4.30	3.82	3.95	4.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.04	12.54	12.58	9.85	10.75	11.50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.47	4.32	4.53	7.24	5.38	6.75
FeO	9.22	10.18	14.37	13.26	16.46	13.16
MnO	0.16	0.15	0.33	0.43	0.50	0.31
MgO	18.40	17.36	13.36	12.50	11.90	13.00
CaO	0.28	0.14	0.24	2.75	2.05	2.35
Na <sub>2</sub> O	0.40	0.41	0.16	1.45	0.87	0.76
K <sub>2</sub> O	9.60	9.76	9.64	7.96	8.25	8.00
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.07	0.14	0.20	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Не опр.	Не опр.	Не опр.	3.00	2.87	2.75
П. п. п.	1.82	2.09	3.20	—	—	—
F	0.42	0.33	0.56	1.10	0.89	0.88
Сумма	99.73	99.92	100.63	99.76	99.87	99.79
—F=O <sub>2</sub>	0.17	0.14	0.23	0.46	0.37	0.36
Сумма	99.56	99.78	100.40	99.30	99.50	99.43

## Кристаллохимическая характеристика слюд

Si	2.92	2.87	2.80	2.81	2.80	2.78
Al <sub>IV</sub>	1.07	1.11	1.13	0.90	0.98	1.04
Ti <sub>IV</sub>	0.01	0.02	0.07	0.22	0.22	0.18
Fe <sub>IV</sub> <sup>3+</sup>				0.07		
Ti <sub>VI</sub>	0.26	0.24	0.18		0.01	0.06
Mg	2.07	1.95	1.50	1.44	1.38	1.49
Fe <sup>3+</sup>	0.20	0.24	0.25	0.35	0.32	0.40
Fe <sup>2+</sup>	0.58	0.64	0.91	0.86	1.07	0.84
Mn	0.01	0.01	0.02	0.03	0.03	0.02
K	0.93	0.94	0.93	0.79	0.82	0.78
Na	0.05	0.05	0.03	0.22	0.13	0.11
Ca	0.02	0.01	0.02	0.23	0.17	0.19
OH	0.95	1.12	1.72	1.54	1.49	1.40
F	0.10	0.08	0.13	0.27	0.22	0.21
b, Å	9.245	9.245	9.265	9.265	9.270	9.265
c · sin β	10.030	10.030	10.060	10.065	10.060	10.055
Политип	1 M	1 M	1 M	1 M	1 M	1 M

Примечание. Химические анализы слюд выполнены Ж. Ф. Высоцкой и В. Г. Кудиновой (химическая лаборатория ВСЕГЕИ); рентгеноструктурный анализ — К. С. Мищенко (рентгеновская лаборатория ВСЕГЕИ). 1—5 — из пород щелочноабридной формации; 6 — из пород монцитито-сиенитовой формации; 1, 2 — из меланократовых сиенитов; 3 — из псевдолейцитовых сиенитов; 4 — из магнезитов; 5 — из нефелиновых сиенитов; 6 — из монцитов. В ан. 1 в сумму включено 0.33% BaO.

фтор обнаруживает прямую корреляционную связь с железистостью слюд и менее четкую связь с агпаитностью. Различаются слюды и по железистости (табл. 1), более высокой в слюдах рудоносных пород. Биотиты рудоносных пород имеют также более высокую степень окисленности (13—20 против 12—16 атомн. % в нерудоносных).

Устойчивая полиморфная модификация слюд свидетельствует о стабильных условиях кристаллизации пород (Повилайтис, Органова, 1963; Вартанова, Григорьева, 1970; Коваль и др., 1975, и др.). Анализ состава слюд и сопоставление их с составом пород позволяют сделать вывод об образовании пород в условиях высоких температур, высокого потенциала щелочей и относительно низкого потенциала воды (рис. 6). Породы рудоносных массивов формировались в условиях более высокой щелочно-

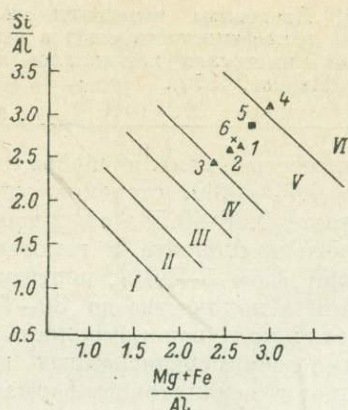


Рис. 3. Диаграмма составов слюд.

I—VI — поля щелочности (Маракушев, Тарарин, 1965).

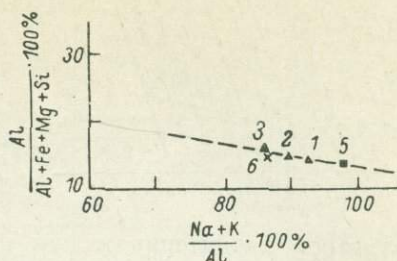


Рис. 4. Соотношения глиноземистости и щелочности в слюдах.

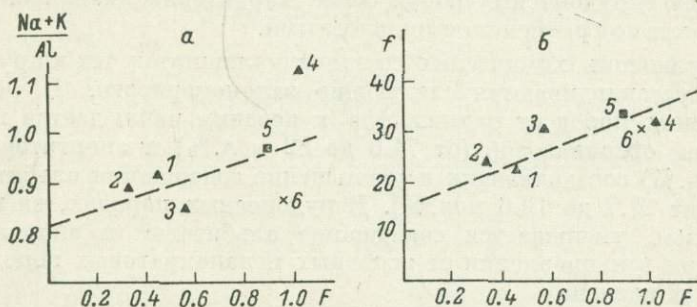


Рис. 5. Соотношения щелочности (а) и железистости (б) слюд с содержанием в них фтора (вес. %).

сти, о чем свидетельствует компенсация алюминия титаном в тетраэдрической позиции, при более высоком значении окислительного потенциала и несколько меньшей температуре, несмотря на структурный изоморфизм титана, который, как известно, повышает не только щелочность, но и температуру кристаллизации пород (Сердюченко, 1948; Маракушев, Тарарин, 1965; Дир и др., 1966). Однако при низком содержании воды в расплаве понижению температуры кристаллизации пород рудоносных массивов способствуют значительные содержания в них фтора.

Слюды нерудоносных пород богаче фемафильными элементами: хромом (в 1.5 раза), барием (на порядок), никелем (в 1.5 раза), кобальтом и бедны медью (на порядок), цинком (в 2—4 раза), золотом (на 1—2 порядка). Положительная корреляция устанавливается между никелем и кобальтом (0.72), ванадием и стронцием (0.64) и отрицательная между кобальтом и галлием (0.67).

Анализ состава и свойств слюд приводит нас к тем же выводам, которые были получены при изучении клинопироксенов.

Калинатровые полевые шпаты являются преобладающими в составе рассматриваемых пород. В рудоносных и нерудоносных породах щелочноабброидной формации в ранних фазах устанавливаются слабо упорядоченные высокие триклинные ортоклазы с  $-2V = 56-62^\circ$ , рентгеновской триклинностью 0—0.2, степенью упорядоченности 0.15—0.30 и содержанием натрового компонента в гомогенной калиевой фазе 0—20%. Пертитовый альбит встречается редко. В породах поздних фаз калишпат представлен промежуточным триклинным ортоклазом и промежуточным микроклином с  $-2V = 68-82^\circ$ , рентгеновской



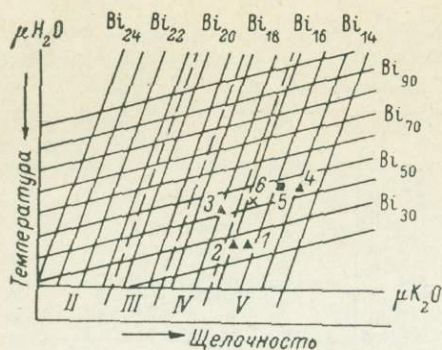


Рис. 6. Диаграмма изменения железистости и глиноземистости слюд в зависимости от химических потенциалов калия и воды (Иванов, 1970).

параметров характерна и для пород монцонито-сиенитовой формации. В щелочногранитовой формации калишпаты представлены промежуточным и низким микроклином с  $-2V=68-88^\circ$ , рентгеновской триклинностью 0 и 0.86, степенью упорядоченности 0.50—0.65, содержанием натрового компонента 0—5% и пертитовым альбитом в количестве 30—50%. Для калишпатов нерудоносных пород более характерна низкая степень упорядоченности по сравнению с рудоносными.

При сравнении химических составов калишпатов тех и других пород (табл. 3) устанавливаются следующие закономерности. В калишпатах нерудоносных пород от ранних фаз к поздним наблюдается повышение содержаний ортоклазовой (от 74.6 до 82 мол.%) и анортитовой (от 3.7 до 5.4 мол.%) составляющих и уменьшение содержания альбитовой компоненты (от 21.7 до 12.6 мол.%). В рудоносных породах, за некоторым исключением, уменьшается содержание альбитовой и анортитовой составляющих в направлении от основных меланократовых пород к лейкократовым и кислым.

Состав и свойства калишпатов, особенно высокие содержания альбитовой компоненты и низкая триклинность и упорядоченность, являются характерными чертами полевых шпатов, кристаллизовавшихся в гипабиссальных условиях с пониженным парциальным давлением воды (Самаркин и др., 1976); это подтверждено теоретическими исследованиями (Рябчиков, Щербина, 1965), согласно которым уменьшение давления способствует образованию калишпата с большим содержанием альбитовой составляющей. В то же время повышения триклинности и степени упорядоченности при высоком содержании альбитовой составляющей, устанавливаемые в калишпатах поздних фаз щелочногабброидной и щелочногранитовой формаций, связаны с каталитическим влиянием фтора (Donnay e. a., 1959).

В калишпатах рудоносных пород отмечается уменьшение содержаний бария и стронция от ранних фаз к поздним в породах щелочногабброидной формации и еще более резкий спад концентрации этих элементов в калишпатах кислых щелочных пород. В калишпатах рудоносных пород выше содержание ванадия (в 2 раза), марганца (в 3—5 раз), бериллия (на порядок в кислых породах), свинца (в 2—3 раза), меньше концентрация галлия (в 1.5—2 раза), только в них обнаружен ниобий. Золотом в наибольшей степени обогащены калишпаты поздних фаз щелочногабброидной формации и калишпаты пород монцонито-сиенитовой и щелочногранитовой формаций. Положительная корреляция устанавливается между медью и свинцом (0.62), медью и марганцем (0.76), марганцем и ванадием (0.43), марганцем и цирконием (0.49), бериллием, золотом и ванадием (0.64 и 0.42) и отрицательная корреляция — между медью и галлием (0.40), бериллием и барием (0.54).

Составы и свойства калишпатов менее информативны в отношении разделения рудоносных и нерудоносных пород, но интересны по своей

Таблица 3

Химические анализы (1—12) каликатровых полевых шпатов нерудоносных и рудоносных пород

Компоненты	Нерудоносные				Рудоносные							
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	63.58	62.48	63.54	63.52	63.50	63.10	64.72	65.30	64.90	63.64	64.20	65.04
TiO <sub>2</sub>	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	0.07	0.03	0.03	0.06	0.06	0.07	0.03	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.78	18.30	18.28	17.85	18.22	19.96	18.11	18.81	18.50	19.81	17.45	17.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.44	0.82	0.57	0.49	0.71	0.52	0.62	0.75	0.40	0.40	0.82	0.89
MgO	0.12	0.10	0.06	0.47	0.07	0.02	0.02	0.04	0.03	0.04	0.01	0.01
CaO	0.31	0.23	0.17	0.13	0.19	0.25	0.14	0.28	0.29	1.16	0.09	0.09
BaO	0.77	0.98	0.64	1.16	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Na <sub>2</sub> O	2.38	1.84	2.00	1.47	2.54	7.70	3.00	5.80	4.72	5.80	1.90	2.40
K <sub>2</sub> O	12.60	14.49	14.01	14.65	13.75	6.80	12.80	8.00	10.00	7.80	14.75	13.75
П. п. н.	0.54	0.34	0.44	0.58	0.65	1.20	0.40	0.14	0.60	0.70	0.40	0.45
Сумма	99.52	99.58	99.71	100.32	99.70	99.58	99.84	99.24	99.50	99.52	99.65	99.71
Орт	74.6	80.6	80.5	82.0	77.2	36.1	73.7	83.4	57.4	44.1	83.4	78.6
Аб	21.7	15.7	17.3	12.6	21.6	62.3	25.6	16.1	40.9	50.1	16.1	20.9
Ап	3.7	3.7	2.2	5.4	1.2	1.6	0.7	0.5	1.7	5.8	0.5	0.5

Примечание. Анализы выполнены (химическая лаборатория ВСЕГЕИ) Г. Ф. Петровой, Ж. Ф. Высоцкой. 1—10 — из пород щелочногабброидной формации; 11—12 — из пород щелочногранитовой формации; 1—2 — из малингитов; 3 — из меланократовых сиенитов; 4, 7—10 — из пуласкитов; 5—6 — из нефелиновых сиенитов; 11 — из щелочных гранитов; 12 — из щелочных граносиенитов. В ан. 8 и 10 в сумму включено соответственно 0.06 и 0.10% H<sub>2</sub>O<sup>-</sup>.

способности к накоплению определенных элементов, свойственных золотоносным породам.

**Магнетиты.** В рассматриваемых породах магнетит представлен двумя разновидностями (Шнай, Ильина, 1979): гомогенной (собственно магнетит) и полифазной (титаномагнетит). Магнетит состоит из гомогенной фазы с редкими пластинчатыми выделениями гематита. Титаномагнетит представляет собой продукты распада твердого раствора в виде ульвошпинели, замещенной ильменитом, ильменита и магнетита с редкими пластинками гематита. Нормативный состав магнетита и параметр  $a$  элементарной ячейки свидетельствуют о преобладающей роли в титаномагнетите фазы магнетита. Характерной особенностью магнетита является наличие в его составе двуокиси титана.

В нерудоносных породах магнетит представлен полифазной разновидностью (титаномагнетитом). В рудоносных породах встречаются обе разновидности магнетита. Магнетиты нерудоносных пород отличаются более высоким содержанием окиси магния, а также меньшей железистостью (табл. 1) и меньшей степенью окисленности (47 мол. % против 46.2—50.3 в рудоносных). Изучение состава, внутреннего строения и формы нахождения аксессуарного магнетита (Шнай, Ильина, 1979) свидетельствует об изменчивости физико-химических условий среды минералообразования. В ранних фазах пород щелочногабброидной формации преобладающим рудным минералом является титаномагнетит (магнетит и ульвошпинель), образующийся в глубинных условиях в восстановительной обстановке. Повышение окислительного потенциала фиксируется продуктами распада магнетита с выделением ильменита, замещающего ульвошпинель. Вхождение в кристаллическую решетку магнетита магния свидетельствует об образовании магнетита нерудоносных пород при более высоком давлении, чем рудоносных, так как в магнетите происходит изоморфное замещение Fe на Mg, имеющий меньший катионный радиус (Щербина, 1965).

Магнетиты рудоносных пород обогащены цинком, свинцом (в 2—3 раза), медью (в 2—3 раза), ванадием (в 3—4 раза). Магнетиты нерудоносных пород содержат хром, кобальт, никель в количестве, значительно превышающем их содержание в магнетитах рудоносных пород. Магнетиты тех и других пород концентрируют золото, но в рудоносных породах золота на порядок выше, чем в нерудоносных. Положительные корреляционные связи устанавливаются между золотом и никелем (0.47) в нерудоносных породах и золотом и свинцом (0.49) в рудоносных.

**К в а р ц.** В гранитоидах и кварцсодержащих сиенитах кварц наблюдается в виде трех генераций: ранней, собственно магматической, и поздней, сегрегационно-метасоматической (мозаичный кварц), а также метасоматический кварц в виде мономинеральных гнезд, линз, маломощных прожилков и метасоматитов кварцево-полевошпатового состава. На более поздних стадиях появляются мощные кварцевые жилы штокверкового типа. Специальные исследования, проведенные методами гомогенизации и декрепитации газовой-жидких включений в кварце из перечисленных пород, а также декрепитация включений в магнетите, сингенетичном золоту из скарнов продуктивной зоны, показали одинаковый температурный интервал гомогенизации и декрепитации включений при 320—360° С (Шнай, Левицкий, 1978). Кварцы содержат несколько типов первичных включений (рис. 7), гомогенизирующихся при 320—360° С. Это негативные кристаллы с жидкой углекислотой, газовой-жидкие с твердой фазой, газовой-жидкие с углекислотой, существенно газовые с жидкой углекислотой. Кварц из жил штокверкового типа содержит газовой-жидкие включения, имеющие вторичную природу и значительно реже содержащие углекислоту. Эти включения гомогенизируются при 260—280° С.

Кварц из перечисленных выше пород содержит в виде примесей титан, марганец, свинец, медь и золото. Кварц (за исключением разновидности из жил штокверкового типа) концентрирует золото в значительно боль-

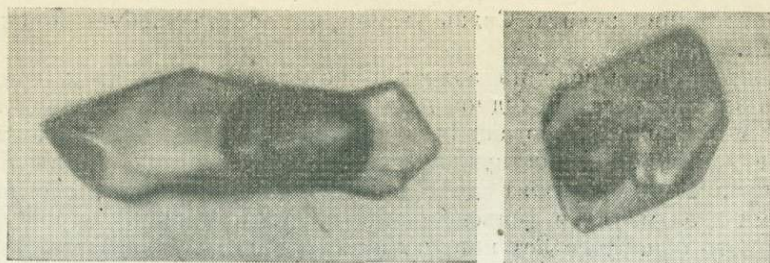


Рис. 7. Многофазные первичные включения в золотоносном кварце. Николи скреплены, увел. 500.

ших количествах, чем описанные порообразующие минералы и магнетит. Положительная корреляция устанавливается между свинцом и марганцем (0.80), свинцом и титаном (0.89), золотом и марганцем (0.99), золотом и титаном (0.99). Отрицательная корреляция проявляется между медью и свинцом (0.66), медью и марганцем (0.74).

Таким образом, установлено, что золотоносный кварц содержит включения, имеющие различную степень наполнения, но первичную природу. Это высокоминерализованные, насыщенные углекислотой растворы, по-видимому, содержащие комплексные соединения золота. Они сбрасывали золото в адиабатических среднетемпературных условиях, насыщая этим минералом жилы, породы и метасоматиты. Растворы, имеющие более низкую температуру, оказываются малозолотоносными. Существенная роль среднетемпературных, содержащих углекислоту растворов в переносе и отложении золота установлена также для месторождений мурунтауского и березовского типов.

Проведенные исследования показали заметные различия типоморфных особенностей изученных минералов однотипных пород рудоносных и нерудоносных массивов (главным образом составов темноцветных минералов и магнетитов). Именно по ним выявляются главные особенности условий формирования пород. Для рудоносных массивов устанавливается обогащенность расплава щелочами, железом, фтором и обедненность водой. Формирование этих массивов происходило при более высоком значении потенциала кислорода и несколько меньших давлениях и температурах. Клинопироксены пород этих массивов являются более щелочными, а биотиты — более железистыми и фтористыми по сравнению с породами нерудоносных массивов.

Другой отличительной чертой рудоносных и нерудоносных пород является набор характерных элементов-примесей в минералах: обогащенность минералов нерудоносных пород фемафильной группой элементов, а минералов рудоносных пород — элементами фельсифильной и халькофильной групп. Те и другие породы заражены золотом, обнаруживающим прямую корреляционную связь с кремнием, щелочами и фельсифильной группой элементов. Повышенную концентрацию золота (на 1—2 порядка) обнаруживают минералы рудоносных пород, обогащенные также элементами фельсифильной и халькофильной групп. В то же время золото не обнаруживает устойчивых корреляционных связей с каким-то одним элементом. В слюдах оно не коррелируется ни с одним элементом, в клинопироксенах устанавливается корреляционная связь золота с медью, в калишпатах — с ванадием, в магнетитах нерудоносных пород — с никелем, а рудоносных — со свинцом, в кварце с марганцем и титаном. Эта особенность золота, по-видимому, связана с формами нахождения его в породах и минералах в виде субмикроскопических выделений, в дефектах кристаллических решеток порообразующих минералов, как это установлено для золотоносных гранитоидов (Загрузина и др., 1979). Данные по изучению газово-жидких включений в минералах свидетельствуют о значительной роли углерода и его соединений в процессе пере-

носа и отложения золота. Связь углерода и золота требует дальнейшего изучения.

Характер распределения золота в породах и минералах свидетельствует о зараженности исходной магмы золотом. Однако в нерудоносных породах и минералах, обогащенных фемафильной группой элементов, отсутствие условий, способствующих концентрации золота, привело к его рассеянию. Иначе обстоит дело в рудоносных породах, обогащенных щелочами и элементами фельсифильной и халькофильной групп, с которыми золото обнаруживает корреляционную связь. Зараженность исходной магмы золотом, последующая проработка пород ранней щелочногабброидной формации эманациями, связанными с формированием монцитито-сиенитовой и щелочногранитовой формаций, в еще большей степени зараженных золотом, процессы кислотного выщелачивания, способствующие переносу и концентрации золота, создали необходимые условия для накопления золота в благоприятной структурной обстановке.

### Литература

- Билибин Ю. А. Петрография Алдана. Послеюрские интрузии Алданского района. — В кн.: Петрография СССР. Сер. 1. Региональная петрография. Вып. 10. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1941, с. 163.
- Билибина Т. В., Дашкова А. Д., Донаков В. И., Титов В. К., Щукин С. И. Петрология щелочного вулканогенно-интрузивного комплекса Алданского щита (мезозой). — Л., «Недра», 1967. 263 с.
- Вартанова Н. С., Григорьева Т. Н. Полиморфизм биотитов из гранитоидов Восточного Забайкалья. — В кн.: Исследование структурных особенностей минералов современными методами. Новосибирск, «Наука», 1970, с. 108—123.
- Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 3. М., «Мир», 1966. 318 с.
- Загружина И. А., Ефремов Т. М., Ли В. Н. Азот, сера и углерод в гранитоидах Северо-Востока СССР. — ЗВМО, 1979, ч. 108, вып. 1, с. 65—68.
- Иванов В. С. О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотита в гранитоидах (на примере Западно- и Восточно-Иульгинского интрузивов Центральной Чукотки). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 7, с. 20—30.
- Карелин В. В., Максимов Е. П., Никитин В. Н., Уютов В. И. Золото в мезозойских изверженных породах восточной части Алданского щита. — Геохимия, 1974, № 4, с. 554—561.
- Коваль П. В., Базарова С. Б., Кашаев А. А. Зависимость полиптии мусковитов, биотитов и литиевых слюд от состава и условий образования. — ДАН СССР, 1975, т. 225, № 4, с. 914—917.
- Магматические формации СССР. Т. 2, Л., «Недра», 1979, 230 с.
- Маракушев А. А., Тарарин И. А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 3, с. 20—37.
- Повилайтис М. М., Органова Н. И. К вопросу о составе и свойствах слюд. — Тр. Минер. музея, 1963, вып. 14, с. 140—165.
- Рябчиков И. Д., Щербина В. В. Влияние давления на изоморфное замещение в минералах. — Геохимия, 1965, № 10, с. 1207—1211.
- Самаркин Г. И., Самаркина Е. Я., Спиридонов Э. М. Состав и условия кристаллизации калиевых полевых шпатов из гранитоидов главного гранитного пояса Южного Урала. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 4, с. 24—34.
- Свешникова Е. В., Андреева Е. Д., Еремеев Н. В., Латыш И. К. О кларковых и аномальных содержаниях золота и серебра в щелочных породах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 1, с. 67—73.
- Сердюченко Д. П. О химической конституции и классификации слюд. — ДАН СССР, 1948, т. 59, № 3, с. 545—548.
- Соколова Е. П., Шнай Г. К., Орлова М. П. Типоморфные особенности клинопироксенов пород щелочногабброидной формации. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд. Л., «Недра», 1979, с. 70—82.
- Шнай Г. К., Ильина Л. И. Магнетиты щелочных пород. — Геол. и геофиз., 1979, № 11, с. 26—39.
- Шнай Г. К., Левицкий Ю. Ф. О связи золотого оруденения с метасоматическими процессами в щелочных породах. — В кн.: Термобарогеохимия земной коры и рудообразование. М., «Наука», 1978, с. 196—200.
- Шнай Г. К., Орлова М. П. Новые данные по геологии и золотоносности Ыльмахского массива. — Геол. и геофиз., 1977, № 10, с. 57—65.
- Щербина В. В. Зависимость изоморфных замещений от давления. — Геохимия, 1965, № 5, с. 544—550.
- Donnay G., Wyart J., Sabatier G. Structural mechanism of thermal and compositional transformations in silicates. — Zc. Kristallogr., 1959, Bd 112, Hf 1, S. 161—168.

## МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Экспериментальными физико-химическими, электронномикроскопическими, микрохимическими и другими методами исследованы золотоносные образования из коренных месторождений восточного склона Кузнецкого Алатау, Тувы и некоторых районов Дальнего Востока СССР.

Золотое оруденение Кузнецкого Алатау является типично гидротермальным и представлено золото-кварцевыми жилами, штокверками и жильными зонами. Возраст и генетическая принадлежность золотого оруденения Коммунарской рудной зоны дискуссионны. Главное оруденение пространственно и во времени тесно связано с дайковым комплексом, возможно завершающим развитие нижнепалеозойского гранитоидного батолита. В этих же рудных полях широко проявлена более молодая слабо золотоносная галенито-сфалеритовая ассоциация девонского этапа активизации. Рассматриваемое нами золотое оруденение Тувы локализовано в зоне Саяно-Тувинского глубинного разлома. Оно не древнее девона и не имеет четкой пространственной связи с мелкими штоками гранитоидов, контролируясь зоной их размещения в целом (Васильев, 1976).

Рудное золото Коммунарского штокверка имеет температуру декрепитации  $80-120^{\circ}\text{C}$  (рис. 1, а), что, вероятно, указывает на низкие температуры его отложения из растворов, так как месторождение является близповерхностным и различия между температурой декрепитации и истинной температурой минералообразования должны быть минимальными. Вмещающий золото кварц, кроме того, декрепитирует при  $260-280^{\circ}$  (рис. 1, б). У кварца с продуктивной золото-висмутовой минерализацией отмечаются два аналогичных пика декрепитации включений с максимумами в интервалах  $80-100$  и  $200-260^{\circ}$ . Однако в Коммунарском рудном поле и его окрестностях есть золотоносные жилы, кварц которых декрепитирует и при более высоких температурах  $160-180$  и  $300-320^{\circ}$  (рис. 1, в). Золото в них отлагалось соответственно при относительной температуре  $160-180^{\circ}$ , а интервал  $80-120^{\circ}$  не фиксируется. Кварц из непродуктивной галенито-сфалеритовой ассоциации (поздняя эпоха оруденения) имеет температуру декрепитации  $220-280$  и  $300-340^{\circ}$ , т. е. в более высокотемпературной области, и этим резко отличается от кварца продуктивных ассоциаций (рис. 1, г).

На золоторудных месторождениях и рудопроявлениях Западной Тувы нашими исследованиями выделено три группы золотоносных кварцев (Василенко и др., 1979). Первая группа характеризуется низкопробным золотом и двумя интервалами декрепитации включений в низкотемпературной области  $80-100$  и  $160-200^{\circ}$  (рис. 1, д). Вторая группа кварцев с более высокопробным золотом имеет также два пика газовой выделения, но в интервалах  $180-200$  и  $220-280^{\circ}$  (рис. 1, е). И, наконец, третья группа кварцев характеризуется тремя пиками декрепитации включений  $60-80$ ,  $220-260$  и  $280-300^{\circ}$  (рис. 1, ж). Халцедоновидный кварц на различных месторождениях Тувы имеет четыре пика газовой выделения —  $110-120$ ,  $180-200$ ,  $220-260$ ,  $380-420^{\circ}$ , фиксируя сложную историю процесса минералообразования.

Таким образом, на месторождениях золота восточного склона Кузнецкого Алатау и Западной Тувы основная масса кварца имеет температуру декрепитации  $220-280^{\circ}$ , а золото отлагалось в два этапа при относительных температурах  $80-120$  и  $160-200^{\circ}$ .

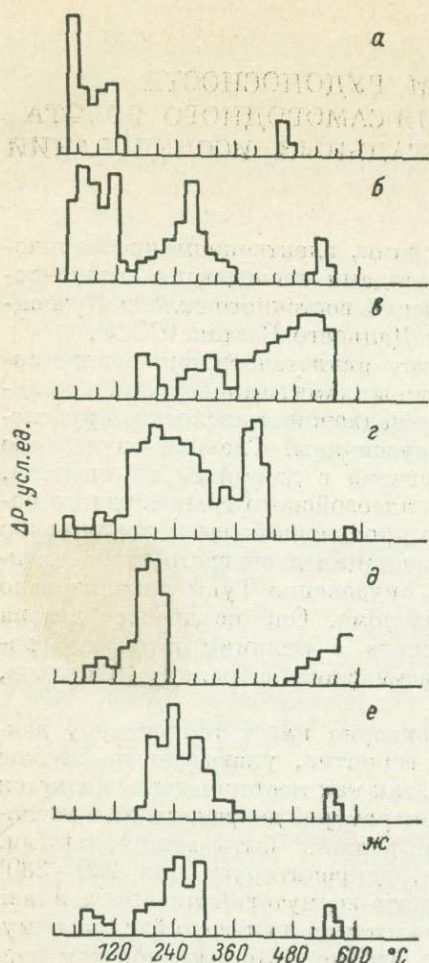


Рис. 1. Термовакuumные декрепитограммы золота и кварца из Кузнецкого Алатау и Тувы.

а — самородного золота; б — золотоносного кварца Коммунарского штокерка; в — золотоносного жильного кварца; г — кварца безрудного (поздней галенито-сфалеритовой ассоциации); д — кварца золото-серебряной ассоциации Хаак-Сайра (Тува); е — золотоносного кварца Улуг-Сайра (Тува); ж — золотоносного кварца Эйлиг-Хема (Тува).

В Верхоянском районе исследованы рудопроявления золото-антимонито-кварцевой «формации Адыча-Тарынской зоны. Оруденение представлено брекчированными, жильными и линзовидными агрегатами антимонита с пиритом и арсенопиритом. Продуктивным является поздний кварц в антимоните с включениями галенита и халькопирита. Золотины из протолок размером до 1.5—4.0 мм представлены трехмерными дендритами ярко-желтого цвета и плоскими, пластинчатыми, реже проволочковидными образованиями желто-красного цвета. Изучение шлифов показало, что золото выделялось вместе с сульфидами, а также в более поздние этапы в свободных полостях и трещинах. Намечается два этапа формирования рудных зон: ранний с температурой декрепитации кварца 360—200° с максимумом при 240—280° и поздний с температурой кристаллизации

120—140 и 60—100°, соответствующий выделению поздних сульфидов и золота.

В золоторудных кварцах коренных выходов Карякского нагорья, как и в аналогичных образованиях Сибири, отмечен неоднородный фазовый состав включений, большая степень насыщения ими кварца и малые размеры, свидетельствующие о быстрой кристаллизации минерала из гетерогенных растворов при температуре около 170°. Давление в момент минералообразования, определенное по кривым В. Б. Наумова и С. Д. Малинина (1968), составило 580 атм. Золотоносный кварц района Пикульнейского хребта (Камчатка) сформировался, по результатам термовакuumной декрепитации при температурах, близких к 260—240°, а золото — при 130—70°.

На Чукотке исследовано одно из рудопроявлений коренного золота, сформировавшееся под влиянием крупной интрузии гранодиоритов и в меньшей степени гранитов, внедрившихся в мелу. Встречаются дайковые и жильные тела. Минералотермометрическими исследованиями выявлены кварцевые жилы двух генераций — высокотемпературные и среднетемпературные с видимым золотом. Рудопроявления золота локализованы в зонах дробления, окварцевания, пиритизации осадочных пород и связаны с гидротермально измененными дайками кислого состава. Здесь также обнаружены пластинчатые золотины красно-бурого цвета и дендритовидные лимонной окраски. В рудных зонах первыми формировались безрудные кварцевые жилы с пиритом и в меньшей степени арсено-

пиритом и халькопиритом, характеризующиеся температурой декрепитации 220—440° (максимум при 350°). Кроме того, в рудных зонах отмечен более низкотемпературный кварц с температурой декрепитации 170—420° С (максимум при 260°). Антимонит и галенит выделялись с более поздним кварцем и карбонатами. Одним из самых последних минералов выделялся галенит, локализованный по трещинам катаклаза в кварце. Относительная температура кристаллизации антимонита и связанного с ним золота 200—120°. Коренное золото выделялось не только с антимонитом, но и в заключительные стадии, когда происходило перераспределение золота и отложение его поздней генерации при температуре 100—40°.

Определение температур отложения самородного золота из гидротермальных растворов вызывает затруднения: метод гомогенизации включений не может использоваться из-за непрозрачности золота, а применение метода декрепитации вызывает у ряда исследователей сомнения в связи с вязкостью золота и требует поэтому введения поправок.

При рассмотрении температурных условий формирования золоторудных месторождений, по данным минералотермометрии, Н. В. Петровская, (1973) отмечает, что руды золота формировались стадийно в широком интервале температур (50—450°), но главные продуктивные стадии золотого оруденения на разных месторождениях протекали в интервале 150—220°. Следует отметить, что о температуре формирования тех или иных ассоциаций золотых руд, как правило, судят по температурам кристаллизации рудоносного кварца этих ассоциаций, а не самого золота. Тем самым устанавливается температура начала стадии минералообразования, в то время как золото отлагалось обычно в конце стадии наряду с карбонатами и определено при более низкой температуре, чем рудоносный кварц.

Применительно к самородному золоту исследования проведены А. Е. Гапоном (1962), который изучил относительно крупное золото из россыпей. Фиксируя появление бугорков на поверхности золотин в результате расширения газово-жидких включений при их нагревании, А. Е. Гапон убедительно показал, что основная масса исследованного золота выделялась при температуре 50—200°. Такая методика применима только для относительно крупных золотин, появление бугорков фиксируется визуально, что вносит элемент субъективизма. В целях стандартизации условий проведения анализов необходимо внедрение инструментальных методов определения основных параметров рудоотложения.

Нами исследована применимость метода термовакуумной декрепитации для определения температур отложения самородного золота. Изучалось непосредственно золото, а для сравнения и учета поправок — золотоносный кварц из того же образца. Анализы выполнялись в одинаковых условиях (одинаковая скорость подъема температуры и вакуум порядка  $10^{-3}$ ).

В образцах золота из месторождения Эйлиг-Хем газовыделение за счет декрепитации включений фиксируется при 60—100° с максимумом при 75—95°. Для золотоносного кварца характерна кривая декрепитации (падения вакуума) с двумя пиками: 60—100 и 180—340°. Низкотемпературный пик обусловлен включениями, присущими самородному золоту. Сопоставление типоморфных кривых и гистограмм декрепитации для золота и золотоносного кварца в низкотемпературной области позволяет установить, что максимум газовыделения из золота запаздывает примерно на 15—20° по сравнению с максимумом газовыделения из золотоносного кварца, что и обусловлено вязкостью золота.

С целью выяснения структурно-морфологических особенностей поверхности золотин, выявления характера размещения в золоте микровключений и поведения их при нагревании проведены электронномикроскопические исследования самородного золота. Три мономинеральные фракции золота, полученные растворением одного образца, изучались следующим образом. Первая исследовалась методом термовакуумной декрепитации; вторая — под электронным микроскопом (угольные реп-



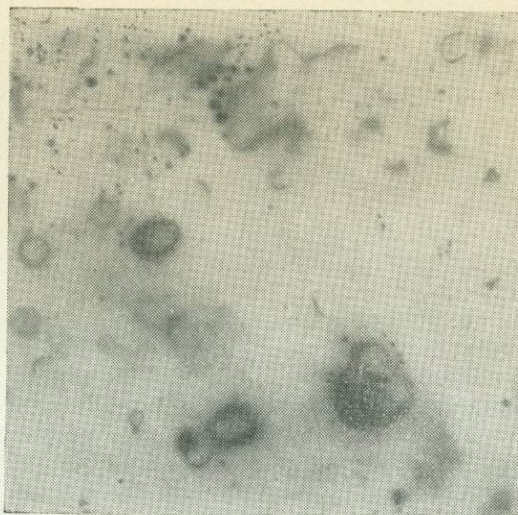


Рис. 2. Ультрамикроскопические бугорчатые вздутия (включения) на поверхности чешуйчатого золота (до прогрева). Увел. 9000.

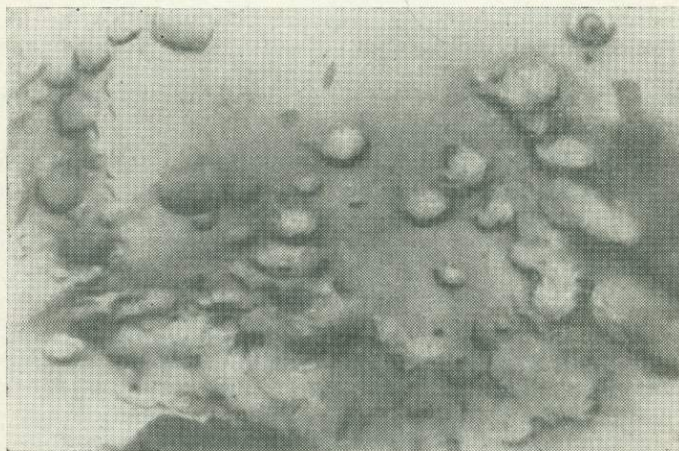


Рис. 3. Мозаичная морфология отдельных участков чешуйчатого золота. Увел. 9000.

лики) для выявления характера скульптуры естественной поверхности золотин и выяснения признаков микровключений; третья — под электронным микроскопом, но перед изучением прогревалась в муфельной печи в течение 30 мин при температурах 200, 300 и 400°. Угольные реплики изготавливались методом растворения минерала (в царской водке). Реплики с поверхности золотин, полученные до прогрева (вторая фракция) и после него (третья), сравнивались под электронным микроскопом.

Так, участки поверхности чешуйчатого золота, неизменные прогревом, осложнены очень мелкими округлыми бугорками, представляющими собою, вероятно, мельчайшие газовые включения, капселированные в момент отложения минерала. Размер самых крупных из них 0.2 мкм. Характер размещения включений неравномерный: наряду с участками, густо насыщенными включениями, встречаются блоки золота, почти лишенные их (рис. 2). На периферии чешуй золота встречены небольшие овальные выступы (рис. 3). Такие же гирляндовидные округлые блоки описаны Н. В. Петровской для Агатовского месторождения. Мозаичная морфо-



Рис. 4. Слоистая субструктура самородного золота. Микрослоистое строение с выходом штрихов скольжения и признаками микроступенчатости и внутренних деформаций. Увел. 7000.



Рис. 5. Следы деформаций чешуйчатого золота в участках стыковки разноориентированных плоскостей скольжения. Увел. 7000.

логия поверхности золота в некоторых участках чешуй связана с условиями его кристаллизации. По мнению Н. В. Петровской, для низкотемпературного «эпitherмального» золота характерно наличие именно таких изометричных, обычно заметно округленных образований. Следовательно, обнаружение таких характерных участков мозаичной структуры золота Эйлиг-Хема косвенно подтверждает полученный нами вывод о низкой температуре отложения золота на Эйлиг-Хеме (Васильев и др., 1977).

Под электронным микроскопом фиксируются также следы тонкомозаичной субструктуры, представленной часто разноориентированной ступенчатостью и штрихами скольжений (рис. 4), встречаются, кроме того, структуры деформации чешуй золота в участках стыковки разноориентированных плоскостей скольжения и на границах смежных блоков (рис. 5).



Рис. 6. Овальные отверстия на поверхности чешуйчатого золота (после прогрева). Увел. 12 000.

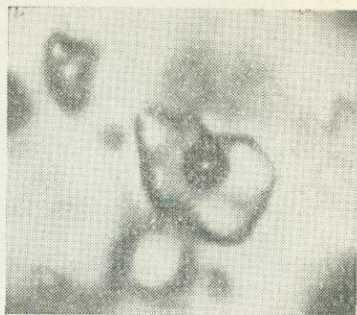


Рис. 7. Двухфазное жидко-газовое включение в золотоносном кварце. Увел. 12 000.

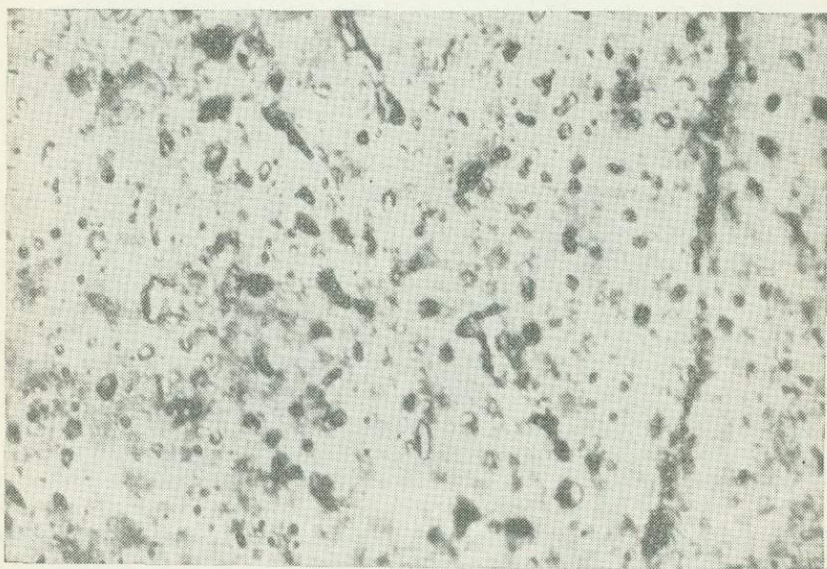


Рис. 8. Характер размещения включений в безрудном кварце. Увел. 12 000.

В целом можно отметить, что структурно-морфологические исследования золота Эйлиг-Хема позволяют сделать вывод о том, что кристаллизация золота происходила в условиях стесненного пространства при длительном последующем механическом воздействии на минеральные агрегаты.

На угольных репликах с поверхности предварительно прогретых золотин (третья мономинеральная фракция) отчетливо наблюдается изменение их структурно-морфологических особенностей. Повсеместно появляются четкие следы разгерметизации (декрепитации) включений. При этом на фоне воронок, обусловленных декрепитацией включений,

появляются очень мелкие недекрепитированные вздутия, вероятно, за счет миграции мелких включений в поверхностную зону из более глубокорасположенных слоев. Размер взорванных полостей часто больше размера включений в непрогретом золоте, но иногда соизмерим с ними (рис. 6).

Таким образом, электронномикроскопическими исследованиями однозначно устанавливается факт разгерметизации включений в приповерхностной зоне чешуйчатого золота в результате прогрева. Поправка же на вязкость золота, как было показано нами выше, невелика и всегда может быть установлена экспериментально для пары золотоносный кварц—золото. Эти наблюдения открывают возможности для определения температур отложения самородного золота методом термовакуумной декрепитации.

При исследовании реликтов минералообразующих сред в средне- и низкотемпературных золотоносных кварцах из различных месторождений и рудопроявлений установлено, что в них по сравнению с кварцами из безрудных жил и кварцами незолотоносных генераций резко возрастает общее количество и размер жидко-газовых включений. Последние встречаются группами в отдельных участках зерен золотоносного кварца или тяготеют к зонам его роста (рис. 7). В более высокотемпературных безрудных или кварцево-сульфидных жилах типичными являются очень мелкие жидкие и газовые включения. В них значительно уменьшается роль углекислоты и многофазовых включений, характерных для золотоносных кварцев (рис. 8).

Видовое разнообразие и количественные соотношения между ведущими типами включений в кварцах без сомнения отражаются на химическом составе и многих других свойствах минералов. Все это обусловлено различиями в физико-химических параметрах кристаллизации золоторудных и безрудных кварцев (Ермаков, 1972). Отмеченные различия могут быть выражены количественно с помощью термических исследований путем измерения потерь при прокаливании. Во включениях, развитых в исследуемых минералах, содержится жидкая фаза, имеющая важную роль в процессе минералообразования и метаморфизма. Определенное ее количество должно находиться также в вакуолях, заполненных газом. Флюидные потери в кварцах за счет перегрева и взрыва включений должны отражаться в виде потерь при прокаливании. Судя по количеству и характеру распространения включений в кварцах, рудные его разновидности должны четко отличаться от безрудных по величине потерь при прокаливании. Определение потерь при прокаливании осуществлялось при температуре 600°. Время прокаливании 1 ч. Исследовались навески кварцев с размером зерен 0.25—0.5 мм. Установлено, что в образцах с коренным золотом (золотоносные кварцы из месторождений и рудопроявлений Кузнецкого Алатау и Тувы) потери при прокаливании заметно выше, чем в безрудных кварцах и составляют от 0.73 до 1.7%. Верхний предел определен для образца с довольно крупными включениями самородного золота. Безрудные кварцы характеризуются меньшими величинами потерь при прокаливании — от 0.02 до 0.23%.

Рудные и безрудные кварцы исследовались также на дериватографе ОД-102/1. Скорость нагрева составляла 20°/мин. Нагревание производилось до 920°. Для самородного золота Коммунарковского месторождения начало изменения в весе зарегистрировано с 80°, что согласуется с относительной температурой его кристаллизации. На кривой ДТА зафиксированы два незначительных эпитермических превращения при 260 и при 330°, соответствующих температуре отложения золотоносного кварца. Общая потеря в весе составила 1.33%, что согласуется с приведенными выше результатами определения потерь при прокаливании золотоносных кварцев. Кварц безрудных жил на кривой ДТА не содержит изменений, обусловленных потерей в весе, что связано с небольшим весом

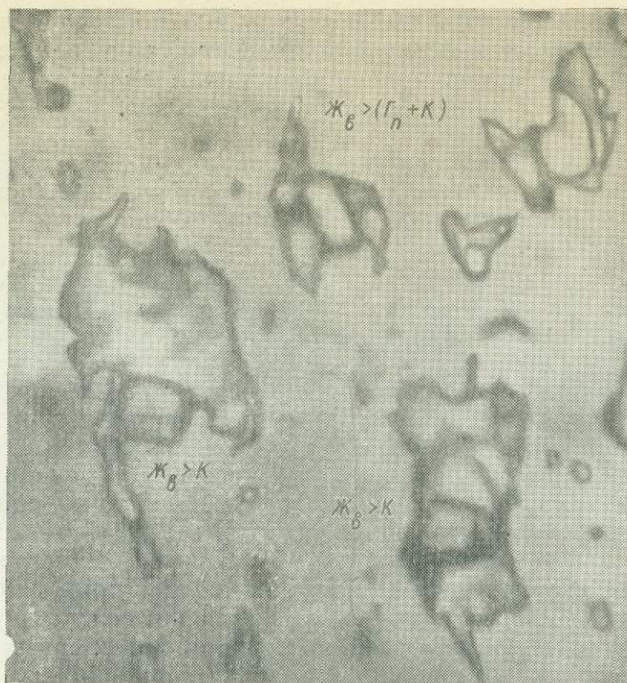


Рис. 9. Крупные многофазные включения с галитом в золотоносном кварце в непосредственной близости от гнездобразных выделений самородного золота. Увел. 1600.

анализируемой пробы, а также вызвано значительно меньшим количеством жидкой фазы во включениях этих кварцев.

Отмеченные выше различия золоторудных и безрудных кварцев указывают на индивидуальные особенности кристаллизации золоторудных жил из гидротермальных систем. Эти различия можно выявить с помощью экспериментальных методов исследований и использовать как дополнительные критерии при выявлении перспектив рудоносности отдельных рудных зон, для целей отбраковки отдельных участков и поисков золотоносных генераций кварца.

Исследование химического состава и видового разнообразия реликтов минералообразующих сред дает возможность сделать вывод о том, что кристаллизация золотоносных ассоциаций происходила из концентрированных щелочно-хлоридно-углекислых растворов. Аналогичный вывод получен Л. Г. Пальмовой и соавторами (1978) по другим районам страны. В непосредственной близости от гнезд самородного золота обнаружены многокомпонентные включения, содержащие галит (рис. 9). Это наблюдение позволяет предположить, что транспортировка золота происходила в виде золото-хлоридных комплексов.

### Л и т е р а т у р а

В а с и л ь е в Б. Д. Особенности локализации самородного золота в Тувинской АССР. — В кн.: Минерально-сырьевая база Красноярского края и Тувинской АССР и перспективы их расширения в X пятилетке. Красноярск, 1976, с. 74—76.

В а с и л ь е н к о В. Н., В а с и л ь е в Б. Д., К у р ш е в С. А. Режимные параметры формирования самородного золота в колчеданных рудах Северного Кавказа, на золоторудных месторождениях юга Сибири и Дальнего Востока. — В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. II. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 136—144.

Н а у м о в В. Б., М а л и н и н С. Д. Новый метод определения давления по газо-жидким включениям. — Геохимия, 1968, № 4, с. 432—441.

- Петровская Н. В. Самородное золото. М., «Наука», 1973. 345 с.
- Гапон А. Е. Новые данные о газовых и жидких включениях в самородном золоте. — Зап. Сиб. отд. ВМО, 1962, вып. 4, с. 192—196.
- Васильев Б. Д., Василенко В. Н., Дружков В. П., Боярко Г. Ю., Зыков Ю. Е. К условиям отложения золота в месторождениях восточного склона Кузнецкого Алатау и Западной Тувы. — В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. II. (Тез. докл. к Всесоюз. совещ.). Новосибирск, 1977, с. 18—19.
- Ермаков Н. П. Геохимические системы включений в минералах. М., «Недра», 1972. 177 с.
- Пальмова Л. Г., Копнева П. А., Иванов П. А., Прусак А. М. Физико-химическая характеристика золотоносных растворов. — В кн.: Теория и практика термобарогеохимии. М., «Наука», 1978, с. 101—106.

## МИНЕРАЛЫ-ИНДИКАТОРЫ СКРЫТОГО ЗОЛОТОГО И СУЛЬФИДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ КАРАМАЗАРА (УзССР и ТаджССР)

Одной из важнейших проблем минералогии является выявление минералов-индикаторов скрытого оруденения или типоморфных особенностей минералов, характерных для определенных условий рудообразования. Объектом наших исследований являлся Карамазар. А. Е. Ферсман (1935) отмечал, что среди различных рудных районов Карамазар стоит особняком и нет аналогий и других подобного типа месторождений. Новые поисковые работы, по мнению А. Е. Ферсмана, должны проводиться исходя из понимания и знания геохимических процессов, так как геохимия может помочь разобраться и подсказать, где и что нужно искать. Как отмечал А. Е. Ферсман, характерная для Карамазара черта — его полиметалличность и необычная пространственная близость друг к другу разного типа месторождений.

В связи с тем, что известные в пределах Карамазара разнообразные генетические типы рудных месторождений тяготеют к различным по составу и возрасту вмещающим породам, следует отдельно выделять минералы-индикаторы для наиболее характерных типов месторождений и соответствующих им вмещающих пород. Это становится тем более необходимым, если учесть, что нахождение оруденения в основном в конкретных по составу породах во многих участках не случайно и объясняется их активной ролью в качестве источника не только всех порообразующих компонентов, составляющих обычно не менее 99% от общей массы руды, но и почти всех рудообразующих элементов (Бадалов, 1977). Зональный характер оруденения в пределах отдельных рудных полей также объясняется главным образом изменением состава вмещающих пород (Королев, Бадалов, 1959). Так, в Алмалыкском рудном поле медно-порфировое оруденение в интрузивных породах (сиенито-диориты и гранодиорито-порфиры) сменяется полиметаллическим в карбонатных породах и, наконец, золоторудным в вулканогенных.

В Карамазаре наиболее распространенными породами, вмещающими оруденение являются следующие (от древних к более молодым).

1. Песчано-сланцевые сланцы нижнего палеозоя вмещают золотое оруденение, хотя в них возможны и другие типы месторождений (Бадалов, 1965; Бадалов и др., 1978). Для золотого оруденения в песчано-сланцевой толще, которая имеет сравнительно небольшое распространение в Карамазаре, минералами-индикаторами являются кварц, аметист, халцедон, опал и кальцит.

Кварц с золотом представлен различными генетическими типами. Первый тип — метаморфогенный кварц — появился при изменении глинистых пород, пересыщенных свободным кремнеземом. Он образует линзовидные тела размером от сантиметров до километра и более, часть из которых (особенно наиболее поздние) являются золотоносными. Одним из признаков золотоносности этого типа образований служит наличие в участках раздувов тел полостей с мелкими кристаллами кварца. Вторым типом — кварц метаморфогенного и гидротермального происхождения (жильный). Индикаторами возможной рудоносности этого кварца являются тонкозернистое сложение и парагенезис его с серицитом и калинатровыми полевыми шпатами. Третий тип — гидротермальный кварц — представлен жильными образованиями, которые сопровождаются слабыми околожильными изменениями вмещающих пород. Минералами-индикаторами возможной золотоносности такого кварца служит наличие в них тонких прожилков аметистоподобной его разновидности (светло-фиолетовой окраски), а также присутствие в местах раздувов участков со скоплениями

халцедона и опала. Последние характеризуют, как правило, приповерхностные части рудообразующих кремнеземистых систем и являются индикаторами на возможную золотоносность в более глубоких их зонах. Данный индикатор был успешно использован в некоторых районах Карамазара (Бадалов и др., 1978). В кварцевых жилах этого типа в качестве индикатора рудоносности нередко могут быть использованы карбонаты, чаще всего кальцит, хотя иногда встречается и анкерит. Особенностью карбонатов в золотоносных жилах является синхронность и тончайшие срастания их с кварцем. Содержание карбонатов в кварцевой жиле обычно невелико и устанавливается при обработке кварца соляной кислотой (Рашидова, 1977).

2. Карбонатно-сульфатные породы девонского и карбонового возраста, имеющие в некоторых районах значительное распространение, являются вмещающими, главным образом для колчеданного, полиметаллического и флюоритового оруденения. Руды представлены в основном пластовыми метасоматическими и прожилково-жилыми телами различных размеров (Бадалов, Туресебеков, 1967). Минералами-индикаторами данного оруденения являются ангидрит, кальцит и анкерит, опал и халцедон, барит, гематит, шеелит, таумасит, марганцевый кальцит, а также серпентин. Ангидрито-флюоритовые прожилки и маломощные жилы (до 5—10 см в раздувах) являются индикаторами надрудных зон.

Так, в Центральном блоке Алмалыкского района в вулканогенных породах, перекрывающих сульфатно-карбонатную толщу, над глубоко-залегающими колчеданно-полиметаллическими рудами стратиформного типа нередко встречаются прожилково-жилые образования, сложенные ангидритом, флюоритом и баритом. Кальцито-анкеритовые прожилки и жилы нередко с тончайшей вкрапленностью сульфидов (галенит, сфалерит, пирит, халькопирит и блеклые руды) являются индикаторами полиметаллического оруденения. На возможное полиметаллическое оруденение указывают и зоны осветления карбонатных пород, обогащенных органическим веществом (Бадалов и др., 1971). Процесс осветления этих пород обусловлен окислением органического вещества с одновременным восстановлением в них рудообразующих металлов и серы. Для карбонатно-сульфатных пород девона и нижнего карбона в пределах Тянь-Шаня характерно наличие стратиформного свинцово-цинкового оруденения (сумсарский и калканатинский типы). В некоторых месторождениях этого типа в качестве минерало-индикаторов оруденения широко развиты ангидрит и барит. Они, вероятно всего, первоначально находились в карбонатной толще, а затем в процессах метаморфизма и гидротермальных преобразований оказались главнейшими метасоматическими и жилыми минералами некоторых рудных месторождений (Бадалов, Туресебеков, 1967).

Опало-халцедоновые роговики, возникшие на контактах карбонатно-сульфатных пород с вулканогенными, имеют широкое распространение в пределах Центрального блока Алмалыкского рудного района (Бадалов и др., 1978). Наличие роговиков (мощность их от первых метров до 40 м) может указывать на метаморфизм подстилающих карбонатно-сульфатных пород, в которых в зависимости от степени метаморфизма может возникать метасоматическое и прожилково-вкрапленное полиметаллическое оруденение или минерализация. В этом процессе сами вмещающие породы являются активным источником породо- и рудообразующих компонентов. Опало-халцедоновые роговики, возникшие в результате метаморфизма нижележащих толщ, в которых происходило образование колчеданного оруденения, сами являлись причиной становления кварцево-золоторудных жил и прожилков в выше лежащих вулканогенных породах. Эти руды, как правило, бедны сульфидами (обычно  $< 1\%$ ). При этом намечается связь между мощностью роговиков в конкретном участке и нахождением в связи с ними золоторудных тел, т. е. наличие кварцево-золоторудных



жил и прожилков служит индикатором на имеющиеся ниже роговиковые образования, а роговики в свою очередь являются индикаторами возможного колчеданно-полиметаллического оруденения. Таким образом, из взаимосвязи указанных явлений вытекает, что все эти образования возникли из одной единой рудообразующей системы. Об этом же свидетельствует и тот факт, что кварцево-золоторудные тела располагаются только в вулканогенных породах и не проникают в нижележащую карбонатно-сульфатную толщу, а колчеданно-полиметаллическое оруденение находится только в карбонатно-сульфатной толще и не выходит в выше лежащие вулканогенные породы. Между ними на контакте двух контрастных по составу толщ пород находится мощная зона опало-халцедоновых роговиков.

Барит и кальцит — тонкие прожилки с очень редкой вкрапленностью галенита, флюорита и блеклых руд — могут быть использованы в качестве индикатора полиметаллического (замбаракский тип), барито-флюоритового (кошмагатский тип), комплексного флюорито-медно-полиметаллического (канимансурский тип) и, наконец, комплексного полиметаллически-серебряного (адрасманский тип) оруденения. Барит здесь имеет белый цвет, образует вытянутые призматические кристаллы, в прожилках ассоциирует с бесцветным флюоритом (выцветание на поверхности земли), который уже на глубине 10—20 см имеет зеленоватый цвет; кальцит — белый, содержит редкие включения сульфидов и флюорита.

Наличие гематита в кварцевых жилах (чадакский тип и зоны типа «Железного разлома») может быть использовано для Кармазара в качестве индикатора золотого оруденения на больших глубинах. Этот минерал в кварцевых прожилках, жилах и в мощных зонах окварцевания присутствует как в виде крупночешуйчатых агрегатов, так и в тонкораспыленном состоянии. Гематит указывает, как правило, на приповерхностные части рудных зон, которые на глубину сменяются золото-серебряной и серебряно-золотой минерализацией (кюстелит вблизи поверхности сменяется электрумом и затем высокопробным золотом на более глубоких горизонтах).

Шеелит, присутствующий в кварцевых жилах в виде мельчайших включений, также является возможным индикатором их золотоносности. Этот признак золотоносности наиболее типичен для районов с широким распространением песчано-сланцевых пород, в которых проявлена кварцево-шеелито-золоторудная минерализация, местами имеющая промышленное значение.

Таумасит, встречающийся в монтichelлитовых и пироксеновых скалах, является индикатором возможного полиметаллического оруденения. Прожилки этого минерала располагаются по периферии скарно-полиметаллических месторождений (Кургашинкан, Кансай, Накпай и др.). Индикаторное значение таумасита — сложного водного карбонат-силикат-сульфата кальция — заключается в том, что этот минерал завершал процесс рудообразования, в котором от начала до конца активнейшее участие принимала сульфатная сера. Иногда таумасит сопровождается поздними сульфидами — сфалеритом, галенитом и пиритом, а также магнетитом.

Кальцит, содержащий до 2—3% марганца, является индикатором свинцово-цинкового оруденения в карбонатных породах, обогащенных органикой, железом, марганцем и серой. Такой кальцит слагает прожилки и жилы, минерал бесцветен, но с приближением к сульфидному оруденению в кальците увеличивается содержание марганца и цвет минерала переходит в розовый (в рудных телах и вблизи них). Подобные изменения цвета кальцита иногда наблюдаются на расстоянии 100—150 м от рудных тел.

Серпентинизация карбонатных пород при обнаружении в антигорите примесей цинка, мышьяка, марганца и некоторых других элементов

является прямым индикатором возможной полиметаллической минерализации в этих породах. Фиксируемые элементы-примеси могут быть обусловлены как изоморфным вхождением их в магнезиальные минералы, так и тонкодисперсной примесью рудных минералов, возникающих синхронно при процессах рудообразования.

3. Интрузивные породы различного состава являются вмещающими для следующих типов оруденения: породы кислого состава — от аляски-тов до гранодиоритов — для кварцево-золоторудных с различным количеством сульфидов («школьный» тип), для метасоматического с шеелитом и молибденитом (чорухдайронский тип), для кварцево-полиметаллического жильного (гудасский тип); породы среднего состава — от сиенитов до диоритов и габбро — для медно-порфирового (алмалыкский тип) и редкометалльно-никелевого (актепинский тип). Указанные вмещающие породы рудоносны только в наиболее благоприятных участках — зонах интенсивного метаморфизма и активизации гидротермальной деятельности, повышенной трещиноватости и т. д.

Минералами-индикаторами медно-порфирового оруденения в сиенито-диоритах и диоритах Алмалыка, имеющих очень широкое распространение (около 100 км<sup>2</sup>), могут служить ангидрит и кальцит, кварц дымчатой окраски, молибденит, хлорит и магнетит.

Прожилки ангидрита и метасоматические образования ангидрита и кальцита бывают развиты в надрудных зонах. Здесь ангидрит обычно бесцветный или розоватый и не содержит вкрапленности сульфидов. С приближением к сульфидным рудам цвет ангидрита постепенно переходит в светло-фиолетовый, затем в фиолетовый.

Прожилки кальцита, ассоциирующего с ангидритом, флюоритом и баритом, свидетельствуют об участии в процессах рудообразования карбонатно-сульфатных пород. Эти процессы приводят к обогащению медно-порфировых руд свинцом и цинком.

Кварц дымчатой окраски (иногда до черного цвета) является индикатором молибденовой и золотой минерализации. Окраска кварца обусловлена тонкодисперсной примесью молибденита и антимонита, ассоциирующих с золотом. Жилы и прожилки такого кварца наиболее характерны для рудоносных изверженных пород от кислого до среднего состава (умбеттинский тип).

Молибденит в кварцевых и ангидритовых жилах и прожилках, представленный полностью или частично политипом *3R*, является индикатором на близповерхностные и надрудные участки медно-порфирового оруденения (алмалыкский тип). В более глубинных зонах молибденит постепенно переходит в более высокотемпературную форму — политип *2H*. Для месторождений Алмалыка установлено, что политип *2H* характерен для глубин более 400 м от современной поверхности, что отвечает примерно глубине около 1000 м в момент рудообразования.

Прожилки с хлоритом и магнетитом (иногда со сфалеритом) в сиенито-диоритах также представляют собой индикаторы медно-порфирового оруденения.

4. Вулканогенные породы в Кармазаре являются вмещающими для различных типов оруденения, из которых наиболее характерны золоторудные (каульдинский тип), полиметаллические, комплексные многометалльные и редкометалльные. Часть минералов-индикаторов для месторождений в вулканогенных породах была попутно рассмотрена при описании других вмещающих пород, особенно карбонатно-сульфатной толщи, которая в Кармазаре является подстилающей для осадочно-вулканогенных пород. Отметим лишь некоторые минералы-индикаторы для золоторудных и комплексных многометалльных месторождений региона.

Кварцево-волластонитовые жилы и прожилки с кальцитом указывают на возможное присутствие золоторудной минерализации (бичанзорский

тип). Здесь золото не является наложенным, а выделялось синхронно с жильными и рудными минералами.

Прожилки кварца с тончайшей вкрапленностью рудных минералов (в основном сульфосолей) являются индикаторами комплексных полиметаллических с серебром руд.

Прожилки с эпидотом и другими скарновыми минералами указывают на проявление процессов скарнообразования в подстилающих карбонатных породах. В пределах Кармазара подобные образования встречаются во многих участках, где мощность вулканогенных пород, залегающих на карбонатных породах, сравнительно невелика (до 50—60 м).

Кварцево-серицитовые метасоматиты (иногда без жильного кварца) могут свидетельствовать о развитии возможной золотой минерализации на более глубоких горизонтах.

Брекчии и псевдобрекчии различных изверженных пород, сцементированные опалом, халцедоном и кварцем, также являются индикаторами возможной золотой минерализации (каульдинский тип). Характерной особенностью минералов кремнезема являются их метаколлоидные текстуры (агатовидные), в которых чередуются тонкие полосы кварца, халцедона и опала разных цветов и оттенков. Для потенциально золотоносных образований характерны полосы темных цветов.

Таким образом, сравнительное рассмотрение минералов-индикаторов различных типов оруденения, каждый из которых имеет преимущественное тяготение к определенным вмещающим породам, показывает, что минералы-индикаторы, как правило, являются либо жильными, либо имеют метасоматическое происхождение и отражают особенности вмещающих пород. Часть из них уже широко используется в поисковых целях, так как позволяет более объективно интерпретировать выявленные геохимические аномалии (прямые индикаторы оруденения). Другая часть минералов-индикаторов связана с процессами рудообразования лишь косвенно и поэтому должна использоваться только в совокупности с другими минералого-геохимическими критериями. Следует особо отметить, что ни один из минералов-индикаторов, кроме самих ведущих рудных минералов соответствующих месторождений, не может иметь универсального поискового значения для других рудных регионов мира, поскольку каждый из них является отражением развития конкретной геологической системы. В связи с этим кратко рассмотренные в статье минералы-индикаторы могут использоваться при проведении поисково-съёмочных, оценочных, геохимических и других видов работ в основном в пределах Кармазара.

## Литература

Бадалов С. Т. Минералогия и геохимия эндогенных месторождений Алмалыкского рудного района. Ташкент, «Наука», 1965. 275 с.

Бадалов С. Т. О единстве источников пород и рудообразующих компонентов при образовании их природных концентраций. — В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М., «Наука», 1977, с. 117—121.

Бадалов С. Т., Голованов И. М., Дуниин-Барковская Э. А. Геохимические особенности рудообразующих и редких элементов эндогенных месторождений Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, «Наука», 1971. 228 с.

Бадалов С. Т., Туресебеков А. Х. Новые данные о распределении ангидрито-гипсовых пород палеозойского возраста в Кармазаре. — Узбек. геол. журнал, 1967, № 2, с. 47—51.

Бадалов С. Т., Туресебеков А. Х., Мещанинов Е. З. Общая геолого-геохимическая схема рудообразования в Алмалыкском рудном районе. — Узб. геол. журнал, 1978, № 2, с. 26—31.

Королев А. В., Бадалов С. Т. О первичной зональности оруденения в Алмалыкском рудном поле. — Геол. рудн. месторожд., 1959, с. 31—38.

Рашидова Г. Ш. О роли карбонатов в золоторудных месторождениях Восточного Узбекистана. — Зап. Узб. отд. ВМО, 1977, вып. 30, с. 96—98.

Ферсман А. Е. Особенности рудного Кармазара. Т. 4. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935, с. 5—12.

## МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПИРИТА КАК ИНДИКАТОР ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ДОНБАССЕ

Одной из отличительных особенностей золоторудных месторождений, приуроченных к углеродсодержащим песчано-глинистым породам, является обогащенность рудоносных зон сульфидами железа и мышьяка. Доминирующая роль как в количественном отношении, так и по степени концентрации в минерале золота в подавляющем большинстве случаев принадлежит пириту (Рудные формации. . ., 1969; Прохоров, 1970; Бурак, 1975, и др.). В отличие от многих других рудных минералов пирит часто наблюдается в парагенетических ассоциациях дорудного, рудного, а иногда и пострудного этапов минералообразования. Этим определяется большая информативность его типоморфных признаков для выяснения условий формирования месторождений. Решающее значение при прогнозной оценке региона имеет не общая насыщенность пород пиритом, а наличие его определенных морфогенетических разновидностей, характеризующихся различной золотоносностью.

В Донецком бассейне пирит имеет региональное распространение и развит практически по всему разрезу осадочных и осадочно-вулканогенных пород от палеозоя до кайнозоя включительно. Значительной насыщенностью пиритом характеризуются угленосные толщи каменноугольного возраста. В большинстве рудных районов региона в известных проявлениях ртути, золота, полиметаллов, меди и других полезных ископаемых установлен ряд морфогенетических разновидностей пирита, отличных от пирита вмещающих толщ. Они также различаются между собой по ряду признаков (в первую очередь по элементам-примесям) при переходе от одной рудоносной структуры к другой.

В настоящей работе рассмотрены типоморфные особенности пирита центральной части Донбасса. В этом районе пириты условно можно разделить на две группы. I группа объединяет пириты из пород карбона за пределами рудоносных зон (пробы взяты из десятков терриконов угольных шахт на большей территории бассейна). Ко II группе отнесены все разновидности пиритов, встреченные в минерализованных зонах Нагольного кряжа. Изучены сотни образцов из двух основных рудоносных зон этого района. В Нагольном кряже золото-полиметаллические проявления локализуются в углеродсодержащих песчано-глинистых отложениях нижнего и среднего карбона. Вкрапленно-прожилковое оруденение контролируется зонами повышенной трещиноватости пород в пределах антиклинальных складок высоких порядков, осложняющих Главную антиклиналь в узле пересечения субширотного и субмеридионального глубинных разломов (Скаржинский, 1973). В ассоциации с пиритом наблюдаются сфалерит, галенит, арсенопирит, бурнонит, блеклые руды, халькопирит и другие рудные минералы; из нерудных основными являются кварц и анкерит.

В составе I и II групп нами выделены 4 основных разновидности пирита: осадочно-диагенетический и метаморфический дорудного этапа; метасоматический (околожильная вкрапленность) и прожилково-жильный гидротермальный рудного этапа. К отдельной разновидности, реже встречающейся на данной территории, относятся «корочки», пленки и прищипки гипергенного пирита.

Осадочно-диагенетический пирит встречается в отложениях карбонового возраста как в границах рудоносных зон Нагольного рудного района, так и за его пределами. Как правило, значи-

тельными скоплениями пирита характеризуются угленосные и углеродсодержащие породы. Его наиболее интенсивное развитие часто наблюдается непосредственно на контактах с угольными пластами. Нередко интенсивно пиритизированы угольные пласты. Осадочно-диагенетический пирит в количественном отношении значительно превосходит другие разновидности. Он распылен в песчано-глинистых породах в виде зерен шаровидной или неправильной формы размером до 50 мкм, состоящих из мельчайших индивидов — глобулей. Насыщенность пород таким пиритом различная (от 1 до 50%). Иногда встречаются быстро выклинивающиеся прослой мощностью 1—5 мм, реже до 5—20 см, нацело состоящие из подобного пирита и чередующиеся со слабопиритизированными породами. Таким же пиритом нередко сложены широко распространенные на всей территории бассейна мелкие (до 1—2 см) стяжения неправильных форм, а также линзы и конкреции размером 3—5 см, достигающие в единичных случаях 20—25 см.

Образования, состоящие из глобулярного пирита, большей частью равномерно или зонально насыщены глинистым и углистым материалом. Значительная часть конкреций, линз и реже прослоев сложена более крупнокристаллическим пиритом, зернистость которого различная. Перекристаллизация глобулярного пирита происходила, по-видимому, не только в период диагенеза, но и в процессе метаморфизма. Некоторые стяжения перекристаллизованы полностью, другие частично. Периферическая часть таких стяжений пирита обычно сложена кубами размером 2—5 мм. Общим для всех осадочно-диагенетических пиритов является четкий литолого-стратиграфический контроль в их залегании, согласном со слоистостью пород. Последнее нарушается лишь в тех случаях, когда пиритизированы детритус и обломки флоры, залегающие под углом к слоистости.

Описанный осадочно-диагенетический пирит из карбоновых толщ по условиям нахождения, морфологии и степени перекристаллизации одинаков с пиритом из каменноугольных отложений в пределах золото-полиметаллических проявлений Нагольного кряжа. Вместе с тем выявлены существенные различия между ними. В пирите из рудных участков нередко визуально или под микроскопом наблюдаются вкрапленность и прожилки минералов рудного этапа — самородного золота, золотоносного пирита и арсенопирита, сфалерита, галенита, кварца и карбонатов. Пирит, находящийся за пределами минерализованных зон, практически незолотоносен ( $Au = 0.008$  г/т) и основные элементы-примеси содержатся в нем на уровне, близком к кларку:  $Ni = 0.005$ ,  $Co = 0.003$ ,  $Cu = 0.002$ ,  $Zn = 0.003$ ,  $Pb = 0.01$ ,  $Sb = 0.0004$ ,  $As = 0.016$ ; в пирите рудных участков содержание перечисленных элементов постоянно выше в среднем в 5—10 раз, для золота контраст еще более значителен. Обнаруживаются различия и в изотопном составе серы: среднее значение  $\delta^{34}S$  для пиритов за пределами Нагольного кряжа составляет  $+7.1^{0}/_{00}$ , а для их аналогов из золото-полиметаллических проявлений —  $6.8^{0}/_{00}$ .

Метаморфический пирит также широко распространен по площади бассейна в различных породах разреза карбоновой толщи. Он формируется в основном за счет мобилизации тонкораспыленного осадочно-диагенетического пирита и частичной или полной собирательной перекристаллизации различных по морфологии пиритовых образований. Этот пирит преимущественно образуется в алевrolитах, песчаниках и конгломератах в виде метасоматической вкрапленности. В песчано-глинистых сланцах метаморфический пирит наблюдается в виде кубических кристаллов (1—3 мм) обычно вокруг осадочно-диагенетических стяжений, реже встречается равномерная пиритизация прослоя сланцев мельчайшими кристалликами (0.05—0.5 мм). В некоторых пластах песчаников, в их приконтактных частях, или в тонких прослоях песчаника

среди сланцев кубические кристаллы метаморфического пирита размером 0.5—3 мм, реже до 0.5—1.0 см, образуют очень густую вкрапленность (до 50% и более). В конгломератах пиритом обычно замещается только песчанистый цемент. Иногда в песчано-глинистых породах отмечаются агрегаты хорошо ограненных кристаллов (кубов) значительных размеров: агрегаты — до 10—15 см, отдельные кристаллы — до 2—5 см (шахта Дружба). Возле агрегатов или гнезд, сложенных такими крупными кристаллами, встречаются единичные метакристаллы пирита и «сыпь» мелких кристалликов. Как правило, центральная часть подобного агрегата или отдельного кристалла состоит из образований неправильной формы осадочно-диагенетического пирита, что однозначно свидетельствует о замещении последнего в процессе метаморфизма. В мощных пластах песчаников в сводовых частях антиклинальных складок метакристаллы пирита обычно обособлены друг от друга, образуя редкую вкрапленность правильных кубов размером 0.3—1.0 см. По периферии таких кристаллов отмечаются тени давления — оторочка, состоящая из кварца, карбоната и силката.

Метаморфический пирит вне рудных зон, как и осадочно-диагенетический, характеризуется содержанием золота и прочих рудных элементов, близким к кларковому, а также положительным значением  $\delta^{34}\text{S}$  (+7‰) в отличие от высоких содержаний этих элементов и отрицательного значения  $\delta^{34}\text{S}$  (—4.8‰) в метаморфическом пирите рудных участков Нагольного кряжа.

Вкрапленно-метасоматический околожильный пирит, как и аналогичная ему разновидность арсенопирита, формируется в самом начале рудного этапа. Этот пирит представлен мелкими кристалликами пентагондодекаэдрического и смешанного {210} + {100} габитуса, послойно сконцентрированных в экзоконтактных частях кварцево-карбонатно-сульфидных и сульфидных прожилков. По мере удаления от трещины-проводника такая метасоматическая вкрапленность очень быстро затухает (первые сантиметры). Золотоносность, геохимия и изотопный состав серы данной разновидности пирита идентичны таковым для жильного пирита.

Прожилковый и жильный гидротермальный пирит является основным концентратом золота и по данным минералографических и термометрических исследований руд относится преимущественно, как и предыдущая разновидность, к первой, наиболее высокотемпературной стадии рудного этапа минералообразования.

К более ранним образованиям относятся сульфидные прожилки метасоматического замещения, которые по времени формирования синхронны с околожильной (околотрещинной) пирито-арсенопиритовой минерализацией. Эти ранние сульфидные прожилки, состоящие из пирита и арсенопирита или только из пирита, формировались вдоль тонких (2—3 мм) трещин, большей частью секущих, реже послойных. Метакристаллы этих сульфидов имеют значительные размеры (до 3 см) и образуют вдоль таких проводников непрерывные прожилки с конфигурацией контактов, подчиненных форме кристаллов. Реже такие метакристаллы располагаются вдоль проводника цепочкообразно с небольшими перерывами между ними. На контактах кристаллов и вмещающих пород нередко образуются тени давления — кварцево-карбонатная оторочка.

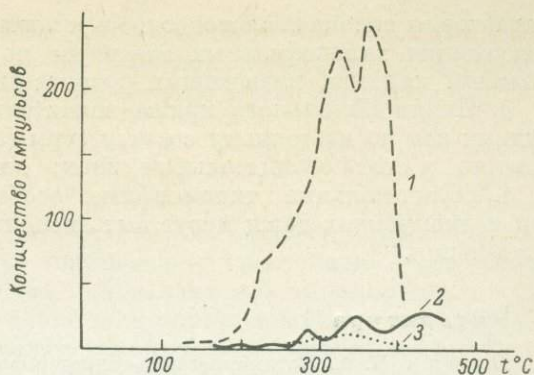
При дальнейшем раскрытии трещин основная масса пирита кристаллизуется в парагенезисе с кварцем, анкеритом и арсенопиритом в жилах выполнения, где пирит представлен скоплениями неправильной формы самых различных размеров — от 1—2 мм до 3—5 и даже 10 см. Среди этих скоплений преобладают кристаллы пентагондодекаэдрической формы. Образования пирита ранней стадии раздроблены, деформированы, а трещины залечены более поздними минералами. Мелко- и среднекристаллический пирит с преобладанием кубических граней относится к средне-

Форма кристаллов шрита из шлама роторной скважины.

Колонка	Глубина, м	Основные формы			Второстепенные формы
		$\{210\}$ и $\{210\}c\{100\}$	$\{210\}+\{100\}$	$\{100\}c\{210\}$	$\{111\}, \{211\}, \{321\}, \{421\}$
	0				
	100	⊕	⊕	⊕	⊕
	200	⊕	⊕	⊕	
	300	⊕	⊕	⊕	⊕
	400		⊕	⊕	⊕
	500		⊕	⊕	⊕
	600			⊕	
	700		⊕	⊕	⊕
	800		⊕	⊕	⊕
	900	⊕	⊕		
	1000		⊕	⊕	
	1100			⊕	⊕
	1200				
	1300	⊕	⊕	⊕	⊕
	1400				
	1500		⊕	⊕	⊕
	1600		⊕	⊕	⊕
	1700	⊕	⊕	⊕	⊕
	1800	⊕	⊕	⊕	⊕
	1900			⊕	⊕
	2000			⊕	⊕
	2100			⊕	⊕
	3100				
	3200	⊕	⊕	⊕	⊕
	3300		⊕	⊕	⊕
	3400		⊕	⊕	⊕
	3500			⊕	⊕
	3510			⊕	

Кривые декрепитационной активности пирита (по 50 образцам).

1 — жильный пирит рудного этапа; 2 — вкрапленный метаморфический пирит; 3 — осадочно-диагенетический пирит.



температурной золото-полиметаллической стадии минералообразования. Как одну из поздних генераций жильного пирита, можно отметить редкое развитие его октаэдрических кристалликов вокруг зерен сфалерита (Самойлов, 1908). В жильном пирите постоянно устанавливаются аномально высокие концентрации золота и некоторых других элементов: Ni — 0.03, Cu — 0.014, Pb — 0.21, Zn — 0.24, Ag — 0.006, Sb — 0.009, As — 0.66%;  $\delta^{34}\text{S} = -3.9\%$ .

Таким образом, морфология кристаллов пирита — один из наиболее чутких и выразительных индикаторов золото-полиметаллического оруденения в Донбассе. Главные отличия кристаллов разного генетического типа заключаются в следующем.

Прожилковый и жильный гидротермальный и вкрапленно-метасоматический околожильный пирит представлен кристаллами пентагондодэкаэдрического и смешанного  $\{210\} + \{100\}$  габитуса, реже кубами с незначительно развитым  $\{210\}$ . Второстепенными формами являются  $\{111\}$ ,  $\{211\}$ ,  $\{321\}$  и  $\{421\}$ . Такие габитусные типы пирита развиты в Нагольном крыже повсеместно, они же прослеживаются по всему разрезу роторной структурной скважины, достигшей глубины 3.5 км. Изменение габитуса кристаллов с глубиной здесь выражается только относительным развитием форм  $\{210\}$  и  $\{100\}$  (см. таблицу). Морфологическое однообразие пирита согласуется с известным выводом об отсутствии четко выраженной вертикальной минералогической и геохимической зональности оруденения в Нагольном крыже.

Метаморфический пирит представлен преимущественно кубами, реже кубами с почти незаметными полосками  $\{210\}$ .

Наблюдаются различия между генетическими типами кристаллов пирита также по гранному рельефу. Особенно наглядно это проявляется в развитии штриховки, обусловленной чередующимся развитием форм  $\{210\}$  и  $\{100\}$ . Наиболее четко исптрихованы кристаллы прожилкового, жильного и околожильного пирита, слабо выражена либо отсутствует штриховка на кристаллах метаморфического пирита. Известно, что пириты из осадочных и метаморфических пород не имеют штриховки или она слабо проявлена, тогда как пириты, образованные в гидротермальных жилах и контактово-метасоматическим путем, где условия кристаллизации меняются более резко и быстро, всегда бывают четко исптрихованы (Козлова, 1972). В нашем случае о разных физико-химических условиях при кристаллизации прожилкового и жильного, метаморфического и осадочно-диагенетического пиритов свидетельствуют кривые декрепитации, согласно которым образцы гидротермального пирита характеризуются наибольшей декрепитационной активностью (см. рисунок).

В ы в о д ы. 1. В целом для рудных зон Нагольного крыжа основной формой пирита является комбинация пентагондодэкаэдра  $\{210\}$  с кубом, а для прилегающих к району площадей нерудоносных зон — куб, реже куб в комбинации с незначительно развитым пентагондодэкаэдром  $\{210\}$ .

2. Для всех морфогенетических разновидностей пирита Нагольного крыжа, в том числе осадочно-диагенетического и метаморфического,



характерны высокая золотоносность и повышенные (в среднем в 5—10 раз) содержания халькофильных элементов по сравнению с пиритом из отложений карбона, вмещающих рудоносные зоны.

3. Пирит Нагольного кряжа значительно отличается от пирита нерудных зон по изотопному составу серы (значения  $\delta^{34}\text{S}$  для первых постоянно имеют отрицательный знак; для вторых — положительный).

4. Отличительные типоморфные особенности пиритов рудоносных зон и вмещающих толщ могут быть использованы при поисках золотого оруденения.

### Литература

Б у р я к В. А. Метаморфогенно-гидротермальный тип промышленного золотого оруденения. Новосибирск, «Наука», 1975. 48 с.

К о з л о в а О. Г. Рост и морфология кристаллов. М., Изд-во МГУ, 1972. 303 с.

П р о х о р о в В. Г. Пирит (к геохимии, минералогии, экономике и промышленному использованию). — Тр. СНИИГГИМС, Красноярск. книжн. изд-во, 1970. 187 с.

Р у д н ы е ф о р м а ц и и и основные черты металлогении золота в Узбекистане. Ташкент, «Наука», 1969. 396 с.

С а м о й л о в Я. Минералогия жильных месторождений Нагольного кряжа. — Матер. для геологии России. СПб., 1908, № 23, с. 23—242.

С к а р ж и н с к и й В. И. Эндогенная металлогения Донецкого бассейна. Киев, «Наукова думка», 1973. 204 с.

## ТИПОМОРФИЗМ КИНОВАРИ И ОЦЕНКА РТУТОНОСНОСТИ КАРПАТСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ И ДОНБАССА

В рудах и рудопроявлениях двух ртутьносных провинций Украины — Донбассе и Закарпатье — парагенетические ассоциации различны. Исходя из того, что типоморфными минералами или типоморфными признаками минералов могут быть только те, которые являются распространенными и несут непосредственную генетическую информацию (Лазаренко, 1979), для Закарпатской провинции в качестве типоморфных объектов выделены метациннабарит, киноварь, марказит, кальцит, давсонит, каолинит, кварц, галлуазит, метagalлуазит, халцедон, опал и органические вещества — асфальт, мальта, гатчеттин и кертисит. Для Донбасса к типоморфным объектам можно отнести киноварь, антимонит, марказит, кальцит, анкерит, диккит, кварц и органические вещества — асфальт, керит и ювеллит. Типоморфные признаки указанных минералов определяются термобарогеохимическими особенностями среды минералообразования, установленными путем изучения первичных включений.

Как было установлено (Зациха, 1978), вулканогенно-опалитовые типы ртутных парагенезисов Закарпатье формировались в конце гидротермальной деятельности нижнеплиоценового магматизма из низкоконцентрированных слабокислых, почти нейтральных, растворов, содержащих небольшие количества растворенной углекислоты. Интервалы температур — 250—60° С, давлений — 300—200 атм (Зациха, 1976). Стадийность процесса кристаллизации фиксируется разными морфологическими типами минералов (дорудного кварца, киновари, марказита, кальцитов и др.), отличающихся антискелетной, скелетной и полногранной формой. Процесс сопровождался переходом истинных растворов в коллоидные, что подтверждается коллоидным строением оторочек кварца, метациннабарита и марказита, а также наличием первичных включений гелей в пострудном халцедоне с корочкой опала.

В составе довольно богатых руд месторождений Боркут, Грендеш, Б. Шаян и Каменный карьер выделены две генерации кристаллов киновари. Первая, как правило, представлена одной из простых форм {10 $\bar{1}$ 3} или {10 $\bar{1}$ 2}, часто с антискелетным развитием граней или с вицинальной штриховкой. Цвет темно-красный, на глубоких горизонтах — малиново-красный, что, вероятно, связано с примесями Sb (0.12%), Zn (0.02%), Pb (0.02%) и микровключениями марказита. Кристаллы киновари второй генерации алого или светло-красного цвета представлены более уплотненными ромбоэдрами {10 $\bar{1}$ 5}, {10 $\bar{1}$ 4}, а также {10 $\bar{1}$ 3}, часто с пинакоидом. Для большинства месторождений отмечается одинаковая смена габитуса кристаллов по вертикали (рис. 1): на наиболее глубоких горизонтах наблюдаются кристаллы с габитусными формами {10 $\bar{1}$ 2} и {20 $\bar{2}$ 5}, на верхних же горизонтах — {10 $\bar{1}$ 3}. Кроме того, изменение габитуса наблюдается и по горизонтали, что выражается в появлении таблитчатых кристаллов киновари I на флангах месторождений (рудопроявления Малое, Поляна, Хуторское и др.).

По данным изучения включений в киновари Боркута установлено, что первая ее генерация кристаллизовалась после гетерогенизации кварцобразующих растворов в интервале 150—120° С. Состав газовой фазы включений в киновари (по данным масс-спектрометрии): CO<sub>2</sub> — 49.5%, H<sub>2</sub> — 41.6%, N<sub>2</sub> — 4.5% и CH<sub>4</sub> — 4.4%. Киноварь второй генерации кристаллизовалась при 120—100° С в ассоциации с несколько более позд-

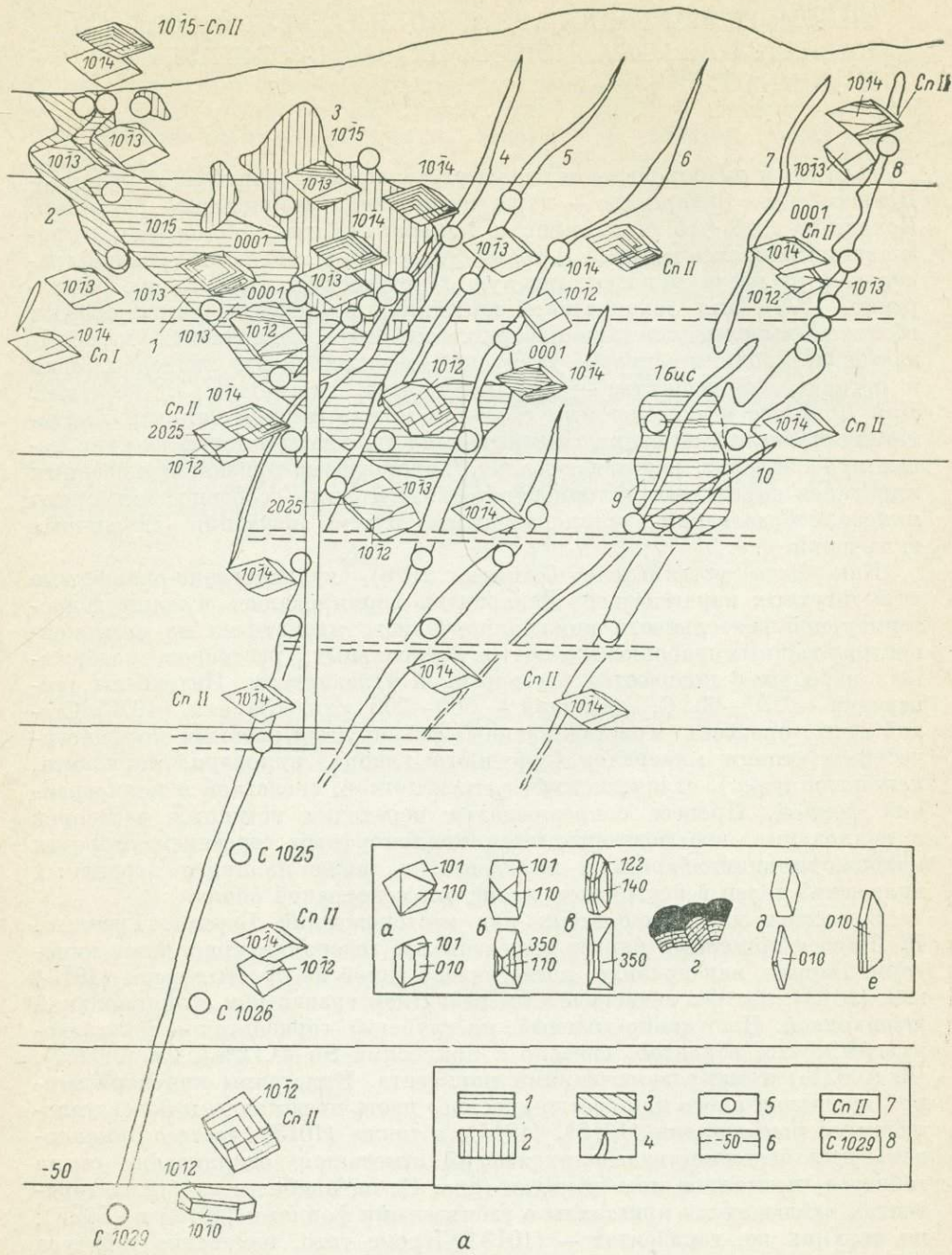


Рис. 1. Смена габитуса кристаллов кинювари.

А — месторождение Боркунт: 1 — руды в песчаниках, 2 — руды на контакте, 3 — руды в туфах, 4 — жильные рудные тела и их номера (4—10), 5 — точки отбора образцов, 6 — абсолютные отметки горизонтов (в м), 7 — кинюварь II генерации, 8 — скважины, вскрывшие ртутную минерализацию. На отдельной врезке показаны морфологические типы марказита: а — ранний высокотемпературный, б — докиноварный, в — послекинюварный ранний, г — сажистые образования коллоидной структуры, д — послекинюварный поздний, е — низкотемпературный. Б — месторождение Моронгош: 1 — осадочные образования с прослойками туфов, 2 — зона роговиков, 3 — ороговикованные породы, 4 — ртутная минерализация, 5 — интрузия габбро, 6 — абсолютные отметки горизонтов (в м).

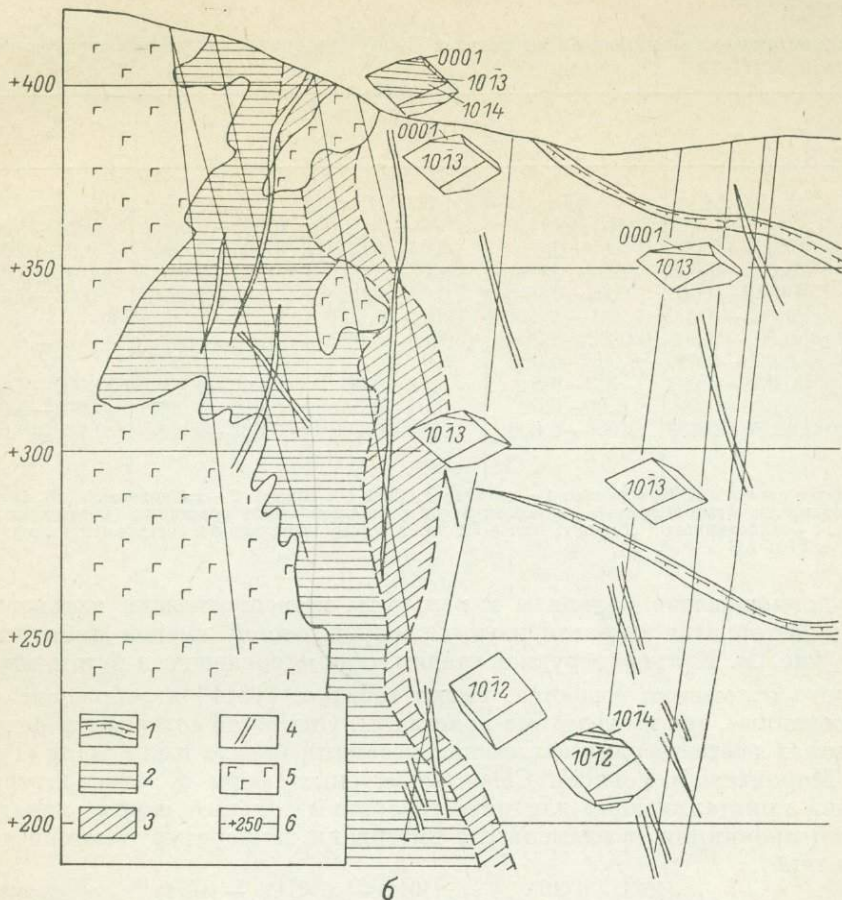


Рис. 1 (продолжение).

ними пластинчатым марказитом и халцедоном. В этом же интервале кристаллизовалась киноварь проявлений Лужанка и Союмы в ассоциации с пластинчатым марказитом и более поздними короткопризматическим хрусталевидным кварцем и реальгаром.

Марказиты рудных месторождений в зависимости от падения температуры среды минералообразования изменяют свою морфологию от октаэдровидных кристаллов, ограниченных формами  $\{110\}$  и  $\{101\}$  (Боркут — рудное тело «Сброс», Б. Шаян), и кристаллов толстотаблитчатого облика (Б. Шаян, Боркут), которые в виде двойников обрастают октаэдровидные кристаллы, до таблитчатых и пластинчатых, уплощенных по оси  $y$ , и колломорфных выделений землистого марказита (Б. Шаян, Боркут, Моронгош и Каменный карьер). Октаэдровидные марказиты и толстотаблитчатые кристаллы и их двойники отвечают времени и физико-химическим условиям кристаллизации метациннабарита. Марказиты с габитусными формами  $\{101\}$ ,  $\{140\}$ ,  $\{350\}$  и  $\{100\}$  связаны с кристаллизацией киновари I генерации. Таблитчатые кристаллы и колломорфные землистые выделения отвечают условиям кристаллизации киновари II, после которой отлагался пластинчатый марказит, часто встречающийся в виде сростаний расщепленных кристаллов. Марказиты разных габитусных типов отличаются и по содержанию элементов-примесей (табл. 1). На флангах рудных полей (рудопоявление «Малое») появляются игольчатые кристаллы, включенные вместе с киноварью в кальцит (на Славянском месторождении в Донбассе их кристаллизация происходила около  $70^{\circ}\text{C}$ ).

Т а б л и ц а 1

Содержание элементов-примесей в марказитах (1—5) Закарпатья по данным спектрального анализа (в %)

Элемент	1	2	3	4	5
Ag	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	—
Co	—	—	—	0.003—0.006	0.03—0.06
Cr	0.06—0.09	0.06—0.09	0.06—0.09	0.006—0.009	0.01—0.03
Cu	0.003—0.006	0.003—0.006	0.03—0.06	0.01—0.03	0.01—0.03
Ga	0.03—0.06	0.03—0.06	0.03—0.06	0.03—0.06	0.03—0.06
Ge	0.003—0.006	—	0.001—0.003	—	—
Pb	0.003—0.006	0.0003—0.0006	0.0003—0.0006	0.01—0.03	—
Zn	0.003—0.006	0.003—0.006	—	—	—
Mg	0.006—0.009	0.3—0.6	0.03—0.06	0.003—0.006	0.003—0.006
Mn	0.006—0.009	0.06—0.09	0.01—0.03	0.006—0.009	0.003—0.006
Mo	0.006—0.009	0.006—0.009	0.006—0.009	0.003—0.006	0.003—0.006

П р и м е ч а н и е. Кристаллы: 1 — октаэдрический (Б. Шаян), 2 — таблитчатый (Б. Шаян), 3 — толстотаблитчатый (Боркут), 4 — таблитчатый, расщепляющиеся сростания (Боркут, гор. + 10 м), 5 — пластинчатый (Боркут, гор. + 298 м). Анализы выполнены в спектральной лаборатории ИГ и ГГИ АН УССР.

Рудовмещающие кальциты и кальциты метасоматически измененных пород Закарпатья характеризуются определенной сменой габитусных форм (рис. 2). Кальциты рудной стадии, сформировавшиеся путем многократного отложения вещества, имеют габитус {10 $\bar{1}$ 1} и образуют как полногранные, так и скелетные кристаллы. Они часто содержат в отдельных зонах роста твердые включения метациннабарита и киновари (Грендеш, Моронгош и Ровное). Связь габитусных форм и температурных условий кристаллизации для пяти генераций кальцита почти одинакова по всей провинции (в знаменателе интервалы температур гомогенизации включений):<sup>1</sup>

$$\text{I)} \frac{(10\bar{1}1) + (0001)}{270 - 260} \rightarrow \text{II)} \frac{(10\bar{1}1) - \ll 10\bar{1}1 \gg - (10\bar{1}1)}{250 - 150} \rightarrow$$

$$\text{III)} \frac{(21\bar{3}1) + (01\bar{1}2)}{100 - 90} \rightarrow \text{IV)} \frac{(01\bar{1}2), (01\bar{1}2) + (10\bar{1}0)}{80 - 60} \rightarrow \text{V)} \frac{(02\bar{2}1)}{60}.$$

Типоморфное значение выделенных пяти генераций заключается в том, что в рудных участках месторождений и рудопроявлений отмечаются все морфологические формы, которые, как правило, последовательно сменяют друг друга. На флангах месторождений или в пределах малоперспективных участков встречаются кристаллы I, III и IV генераций при отсутствии II (Черноголово и северо-восток Дубриничей). В пределах безрудных участков наблюдаются только кристаллы IV и V генераций (Чонтош и Симерки).

На расстоянии в сотни—тысячи метров от ртутопоставляющих каналов кальцит габитуса {01 $\bar{1}$ 2} и {02 $\bar{2}$ 1} ассоциирует с давсонитовой минерализацией (участки Турица, Симерки, Черноголово и нижние горизонты месторождений Б. Шаян, Боркут и Моронгош). Иногда давсонитизация носит метасоматический характер по кальциту. Типоморфными образованиями заключительной фазы ртутной минерализации Закарпатья являются халцедон с корочкой опала, представленный шарообразными натечными формами, и включения первичных коллоидов в халцедоне (рис. 3). По данным температур гомогенизации включений, в сопутствующих кальците и барите халцедон с опалом образовались при температурах 100—80° С (Моронгош, Каменный карьер и Боркут).

<sup>1</sup> Двойные ломаные скобки обозначают отложение кальцита в виде скелетных форм.

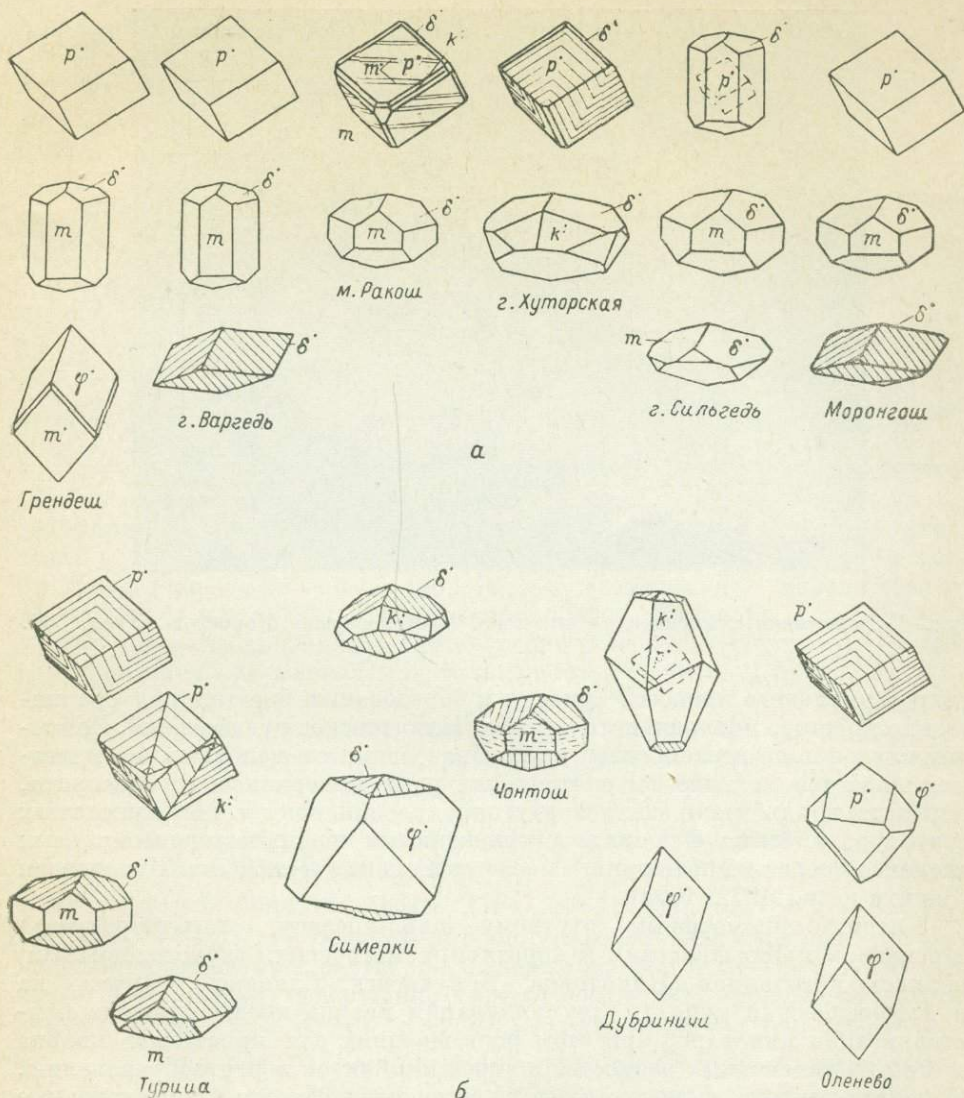


Рис. 2. Морфология кристаллов кальцита.

*a* — Вышковское рудное поле, *б* — Западная часть Закарпатья, ртутные парагенезисы.  $c = \{0001\}$ ;  $m = \{10\bar{1}0\}$ ;  $p = \{10\bar{1}1\}$ ;  $t = \{40\bar{4}1\}$ ;  $\sigma = \{01\bar{1}2\}$ ;  $\varphi = \{02\bar{2}1\}$ ;  $k = \{21\bar{3}1\}$ .

На основании исследования типоморфизма минералов на месторождениях Боркут и Каменный карьер можно выделить все метасоматические подзоны ртутных месторождений опалитового типа (Федорчук, 1969): подзона пропилитизированных пород (ассоциация пирита, сидерита, доломита, кальцита I генерации и хлорита), каолинитовая и опалитовая подзоны (каолинит, галлуазит, метагаллуазит, халцедон и опал) и подзона окварцевания (в пустотах с кристаллами горного хрусталя). Наиболее богатые руды приурочены к подзоне интенсивной каолинизации, более бедные руды встречаются в подзоне окварцевания, которая тяготеет к глубоким горизонтам.

Ртутные парагенезисы Донбасса и его окраин представлены разнообразными комплексами минеральных ассоциаций, возникших в результате гидротермальной деятельности, связанной с этапом тектоно-магматической активизации и проявлением щелочно-базальтоидного магматизма. В первом случае большая глубина источника и длительность

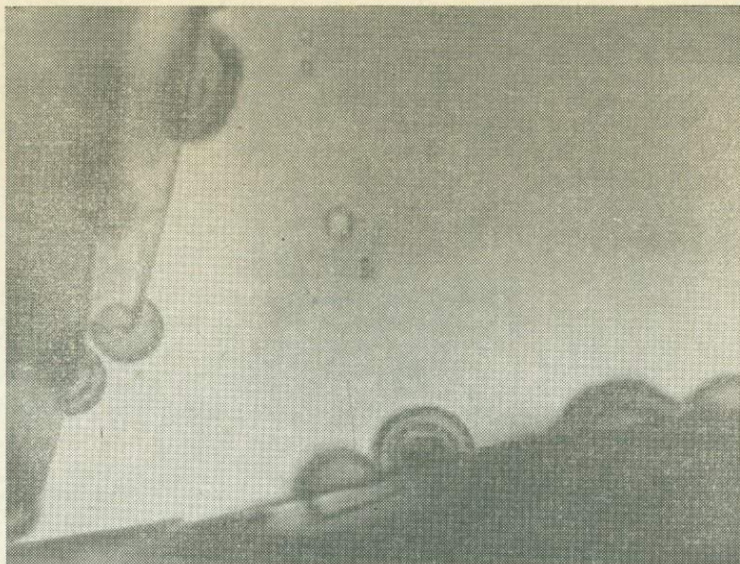


Рис. 3. Включения коллоидов в халцедоне. Месторождение Моронгош. Увел. 500.

гидротермального процесса привели к образованию богатых руд сравнительно простого минерального состава (Никитовское рудное поле). Во втором случае показателем связи ртутообразования со щелочным магматизмом является наличие высокотемпературной минерализации флюорита, паризита и альбита в составе ртутопроявлений зоны солянокупольных структур, а также флюорита с селективным набором редкоземельных элементов цериевой подгруппы в зоне сочленения Донбасса с Приазовьем (Зацеха и др., 1972, 1973).

Кварц, типоморфный ртутному парагенезису, характеризуется в основном призматическим и короткопризматическим (хрусталевидным) обликом кристаллов (Никитовка, Докучаевск, Славянск, Дружковка и Амвросиевский купол). Кристаллизация кварца предшествовала кристаллизации киновари, при этом рост внешних зон кристаллов кварца и его хрусталевидных разностей по времени близок к ртутообразованию. В газовой-жидких включениях в кварце наблюдаются сингенетичные кристаллы ранней киновари. По данным изучения включений в жильном кварце установлено, что Никитовское месторождение формировалось в две стадии: кварцево-арсенипиритовую ( $250-180^{\circ}\text{C}$ ) и кварцево-антимонито-киноварную ( $150-120^{\circ}\text{C}$ ) при давлении для обеих стадий  $150-120$  атм (Колтун, Головченко, 1962). В газовой фазе включений, содержащихся в рудоносном кварце, обнаружены (в %):  $\text{CO}_2$  85.8,  $\text{N}_2$  — 12.15,  $\text{CH}_4$  — 1.64,  $\text{H}_2$  — 0.41; показатель рН растворов включений — 8.0—7.8.

По данным изучения первичных включений Докучаевское ртутопроявление формировалось в кварцево-флюоритовую ( $200-140^{\circ}\text{C}$ ) и киноварь-кальцитовую ( $130-60^{\circ}\text{C}$ ) стадии. Последней предшествовала гетерогенизация углекислотно-водных растворов, обнаруженных во вторичных включениях в кварце и флюорите ( $T_{\text{гом}}=130^{\circ}\text{C}$ ,  $P_{\text{гом}}=136$  атм, рН растворов первичных включений изменялось с 6.5 до 8.0—8.8). Первичные включения в киновари гомогенизируются при  $125-120^{\circ}\text{C}$ . В их газовой фазе обнаружены (в %)  $\text{CO}_2$  — 60.0,  $\text{H}_2$  — 11.9,  $\text{N}_2$  — 21.6 и  $\text{CH}_4$  — 6.5.

Славянское ртутопроявление формировалось в специфических условиях со сложной стадийностью минерализации. Растворы имели высокую концентрацию NaCl и содержали углекислоту и метан. Рудная стадия

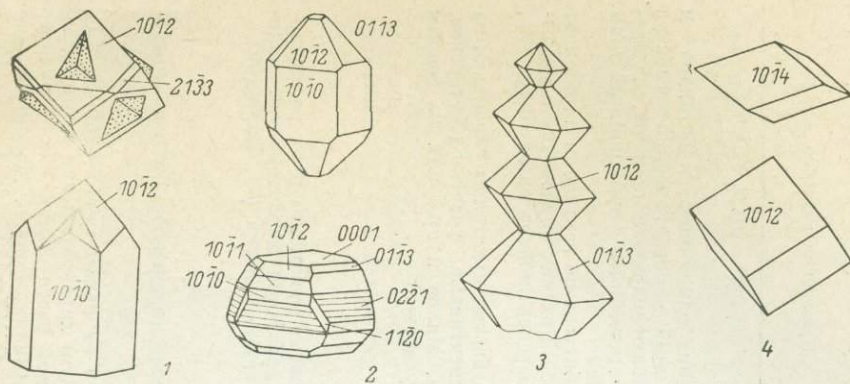


Рис. 4. Морфология кристаллов киновари месторождений и рудопроявлений Донбасса.

1 — Никитовка; 2 — Докучаевск; 3 — Славянск; 4 — Дружковско-Константиновская антиклиналь.

наступила после кристаллизации кубического флюорита, горного хрусталя и кальцита I, цементирувавшего обломки брекчии. Киноварь кристаллизовалась в интервале  $100-70^{\circ}\text{C}$  в ассоциации с молочно-белым кальцитом II в условиях слабощелочной среды. Киноварь Дружковского участка сначала выделялась сингенетично с кварцем (хрусталь), а затем самостоятельно до начала кристаллизации кальцита, в интервале  $90-100^{\circ}\text{C}$ .

Типоморфным минералом для ртутных проявлений юга Донбасса (Докучаевск и Амвросиевский купол) и Славянского месторождения является кальцит, который часто содержит включения киновари по зонам роста. Кальцит юга Донбасса кристаллизовался из щелочных (pH 8) слабоконцентрированных натриево-кальциевых хлориднобикарбонатных растворов при температуре от  $125$  до  $60^{\circ}\text{C}$ . При этом кристаллы образуют почти полный ряд Кальба:  $\{10\bar{1}1\} \rightarrow \{31\bar{4}5\} \rightarrow \{21\bar{3}1\} \rightarrow \{04\bar{4}1\} + \{01\bar{1}2\} \rightarrow \{10\bar{1}0\}$ . В то же время кристаллы кальцита Славянска по мере падения температуры растворов (содержание NaCl  $20-30$  г/л) от  $120$  до  $70^{\circ}\text{C}$  образуют совершенно своеобразный ряд габитусных типов:  $\{10\bar{1}1\} \rightarrow \{21\bar{3}1\} \rightarrow \{02\bar{2}1\} \rightarrow \{02\bar{2}1\} + \{11\bar{2}0\} \rightarrow \{11\bar{2}0\}$ . В обоих случаях киноварь тесно ассоциирует с кальцитом ромбоэдрического  $\{10\bar{1}1\}$  габитуса. В составе газовой фазы первичных включений в кальцитах преобладает углекислота и отмечается существенное содержание метана. Отметим, что метан постоянно присутствует в растворах, из которых кристаллизовалась киноварь как Донбасса, так и Закарпатья.

Различия в условиях формирования ртутных руд Донбасса отразились на кристалломорфологии киновари (рис. 4). Отмечаются следующие габитусные типы: призматический  $\{10\bar{1}0\} + \{10\bar{1}2\} + \{01\bar{1}3\}$  — Докучаевск; ромбоэдрический  $\{10\bar{1}2\}$  в виде двойников и реже призматический  $\{10\bar{1}0\}$  и ромбоэдрический  $\{10\bar{1}2\}$  на флангах — Никитовка; мелкокристаллический дипирамидальный  $\{10\bar{1}2\} + \{01\bar{1}3\}$  и пинакоидальный — Славянск; мелкокристаллический ромбоэдрический  $\{10\bar{1}3\}$  — Бантышевский купол; ромбоэдрический  $\{10\bar{1}2\}$  для ранней генерации и  $\{10\bar{1}3\}$  или  $\{10\bar{1}4\}$  для поздней генерации — Дружковско-Константиновская антиклиналь. Киноварь различных габитусов отличается содержанием микропримесей (в %, соответственно для киновари Докучаевска и Никитовки): Cu —  $0.002$  и  $0.008-0.006$ ; Zn —  $0.2-0.06$  и  $0.6-0.05$ ; Sb —  $0.5$  и  $0.008-0.08$ . В киновари Славянска обнаружены (Ивантишина, Степанова, 1979) некоторые количества свинца ( $n \cdot 10^{-3}\%$ ), меди и серебра ( $n \cdot 10^{-4}\%$ ).



Таблица 2

Типоморфизм минералов и минералогические критерии перспективности поисков ртути и ртутоносности Закарпатья и Донбасса

Типоморфные признаки	Минералогические критерии		Прикладное значение
	перспективности поисков	ртутоносности	
<b>З а к а р п а т ь е</b>			
Киноварь Морфологические	Нахождение единичных кристаллов	Наличие двух генераций. Антиске- летное строение кристаллов	Нахождение единичных кристаллов п определенный ромбоэдрический габитус оконтуривают площади поисков, опреде- ляют генетический и формационный типы оруденения
Конституционные	Смена габитуса от ромбоэдрических к пинакоидальному (наблюдается на участках Хуторское, Лужанка, Малое и др.).	Смена габитуса по вертикали: {1013} + {1012} + {1012} + {1010} происходит через 100—200 м	Смена габитусов по вертикали определяет оптимальный размах оруденения и указы- вает на перспективность на глубину
Термобарогеохимические		Элементы примеси Sb, Zn, Cu, Pb	Пинакоидальные кристаллы указывают на малоперспективные участки (Хуторское, Лужанка, Малое и др.) или на фланги рудных участков
Марказит Морфологические	Наличие разных габитусных типов кристаллов	Высокие $T-P$ параметры (150— 120° С), значительные содержания метана	Пластинчатые кристаллы и их расщепля- ющиеся срастания характеризуют мало- перспективные участки (Ю. Вергедь)
Конституционные Кварц Морфологические	Элементы-примеси: С., Zn, Mn	Октаэдровидные, толстотаблитча- тые по оси $y$ кристаллы и их двой- ники, сажистые образования кол- ломорфной структуры	Определяют дортутную стадию минера- лизации
Термобарогеохимические	Короткопризматические хрустале- видные кристаллы с опалесциру- ющими внешними оторочками Наличие гетерогенных включений углекислотно-водных растворов, рН растворов 6.5—7.5	Высокие содержания метана, битумо- идов МСБА	Высокие $T-P$ параметры ( $T=260-250^{\circ}$ С, $P=300$ атм) характерны для месторожде- ний южной части Вышковского рудного поля (Б. Шаян, Ровное, Моронгош), бо- лее низкие ( $T=150-160^{\circ}$ С, $P=160-170$ атм) — для месторождений Боркут, Грендеш, Каменный карьер, что указы- вает на пространственную связь с вулка- ническими формациями
Кальцит Морфологические	Кристаллы габитуса {1011}	Высокие содержания метана, битумо- идов, МСБА, 3—4-кратное че- редование зон {1011} нормального и скелетного отложения вещества, включения метациннабарита и кино- вари по зонам роста (Грендеш, Хуторское, Малое)	Отсутствие кристаллов габитуса {1011} указывает на далекие фланги ртутой минерализации и малоперспективные уча- стки (Симерки, Чонтош)
Термобарогеохимические		$TPX$ параметры ( $T=240-150^{\circ}$ С, рН растворов 6.5—7.5), отвечающие ртутой стадии минерализации	Низкие температуры (около 100° С) кри- сталлизации габитуса {1011} указывают на малоперспективные участки (Турпца)
<b>Д о н б а с с</b>			
Киноварь Морфологические	Нахождение единичных кристаллов. Смена габитуса от ромбоэдрических к пинакоидальным	Кристаллы нескольких генераций. Смена габитуса от ромбоэдрических к призматическим. Двойниковые срастания	Двойниковые срастания, выделение двух генераций свидетельствуют о богатом ору- днении участков (Никитовка)
Конституционные Термобарогеохимические	Элементы примеси: Sb, Zn, Cu	Высокие $TP$ параметры ( $T_{гом}=150-120^{\circ}$ С) кристаллизации	Киноварь Никитовки кристаллизовалась при 150—120° С (призматические кри- сталлы) и 135—105° С, Докучаевки при 125—120° С, Славянска при 100—70° С, Дружковско-Константиновской антикли- нали при 100—90° С
Кварц Морфологические	Короткопризматические хрустале- видные кристаллы	Содержание на зонах роста твердых включений киновари, антимонита, углеродистых веществ	Кварц Докучаевского ртутопроявления содержит включения антраксолитов
Термобарогеохимические	$PTX$ параметры, близкие к усло- виям кристаллизации киновари ( $T=200-150^{\circ}$ С, $P=150-120$ атм, рН около 7.5)	Повышенные содержания углекис- лоты, метана, водорода, хлоридов, фторидов Na	Термобарогеохимические параметры ( $T_{гом}=120^{\circ}$ С, рН растворов выше 7.5; содержание углекислоты, метана, фтори- дов) включений в кварце позволяет рас- сматривать площади развития кварц-каль- цитовой минерализации Амвросиевского купола как перспективные для поисков на ртуть
Кальцит Морфологические	Кристаллы габитуса {1011}	Твердые включения киновари, мар- казита, углеродистых веществ и нефти на зонах роста	
Термобарогеохимические	Температуры кристаллизации выше 150—120° С, рН растворов выше 8.0	Высокие содержания метана, водо- рода, хлоридов и фторидов Na	

Типоморфными образованиями Закарпатья и Донбасса являются также углеродсодержащие минералы и вещества класса нафтидоподобных органиков и класса солей органических кислот, образующие геохимические ореолы вокруг рудных тел (Зациха, Любинецкая, 1978а, 1978б). Вероятно, асфальты, парафины, ароматические соединения, ювеллит, пиронафтоиды и метан минералообразующих растворов возникли за счет разрушения и превращения углеродистого вещества осадочного генезиса, на что указывают данные инфракрасной спектроскопии и изотопии углерода. Так, для Закарпатья  $\delta^{13}\text{C}$  составляет  $-2.39\%$  (асфальтит) и  $-3.11 \div -2.14\%$  (асфальт, парафин и кертисит). Асфальтит Славянска имеет значение  $\delta^{13}\text{C} = -1.91\%$ . Кальциты, ассоциирующие с киноварью, соответственно для обоих регионов характеризуются  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-0.84$  до  $0.41\%$  и от  $-0.49$  до  $0.22\%$ , что указывает на глубинный источник углекислоты.

Установлено, что образование и выделение углеродсодержащих минералов и веществ в ртутных парагенезисах Украины происходило в несколько этапов, в том числе и сингенетично ртутьообразованию (асфальтиты, парафины, кертиситы). В дорудном кварце месторождения Боркут обнаружено  $0.08\%$  битумоида МСБА, а в кварцах полиметаллических образований Закарпатья  $0.005\%$  битумоида ЛБА (МСБА). Совместное нахождение этих минералов и веществ в рудах объясняется близкими физико-химическими условиями кристаллизации, а также увязывается с восстановительной ролью углеводородов в гидротермальном процессе. Поэтому обнаружение углеродистых веществ и минералов, возникших в результате гидротермального процесса, является прямым минералогическим критерием поисков ртутных руд и может служить оценкой ртутьоносности.

Изучение типоморфизма главных минералов ртутных парагенезисов Украины позволило разработать минералогические критерии поисков руд и оценки ртутьоносности определенных зон, подзон и площадей (табл. 2).

### Литература

Зациха Б. В. Типоморфизм и включения минералообразующих сред главных минералов ртутных парагенезисов Закарпатья. — В кн.: Роль минералогии и сопредельных дисциплин в развитии минерально-сырьевой базы СССР. Л., «Наука», 1976, с. 66—69.

Зациха Б. В. Включения коллоидов кремнезема — типоморфный признак ртутного оруднения Закарпатья. — В кн.: Термобарогеохимия земной коры и рудообразование. М., «Наука», 1978, с. 162—164.

Зациха Б. В., Любинецкая А. В. К вопросу выделения основных классификационных единиц органических углеродсодержащих минералов по комплексу диагностических свойств (на примере ртутных парагенезисов Украины). — В кн.: Основные понятия минералогии. Киев, «Наукова думка», 1978а, с. 126—133.

Зациха Б. В., Любинецкая А. В. Органические углеродсодержащие минералы в ртутных парагенезисах Украины. — В кн.: Термобарогеохимия и рудогенез. — Тез. VI Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии. Т. II. Владивосток, «Наука», 1978б, с. 127—128.

Зациха Б. В., Петриченко О. И., Долишний Б. В., Ласьков В. А. Генетические особенности минералообразования Славянского ртутного месторождения. — Минер. сб., 1973, № 26, вып. 4, с. 326—333.

Зациха Б. В., Тараско В. И., Жиленко Л. А., Новиков Е. С. О генезисе и геохимических особенностях ртутного оруднения южной части Донбасса. — Геол. журн., 1972, т. 32, вып. 2, с. 102—109.

Ивантятина О. И., Степанова Н. В. Элементы примеси в киновари месторождений и рудопроявлений ртути Украины. — В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1979, с. 71—81.

Колтун Л. И., Головченко Н. Г. О температурах минералообразования на Никитовском ртутном месторождении определенных по включениям в минералах. — Минер. сб., 1962, № 16, с. 81—87.

Лазаренко Е. К. Опыт генетической классификации минералов. Киев, «Наукова думка», 1979. 312 с.

Федорчук В. П. Околорудные изменения ртутно-сурьмяных месторождений. М., «Недра», 1969. 262 с.

## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие ( <i>Рундквист Д. В., Руденко С. А.</i> ) . . . . .	3
<i>Руденко С. А.</i> Генетические основы минералогических методов поисков и разведки месторождений полезных ископаемых . . . . .	5
<i>Петровская Н. В.</i> Минералогические признаки и критерии оценки рудных месторождений гидротермального генезиса . . . . .	26
<i>Эшкин В. Ю.</i> Принципы количественной оценки интенсивности процессов минералообразования при поисках, разведке и перспективной оценке месторождений полезных ископаемых . . . . .	39
<i>Гордиенко В. В.</i> Использование типоморфных признаков минералов в качестве поисково-оценочных критериев продуктивности гранитных пегматитов . . . . .	49
<i>Марин Ю. Б.</i> Рациональное использование минералогических критериев при оценке редкометальной рудоносности гранитоидных массивов . . . . .	63
<i>Трошин Ю. П., Гребенщикова В. И., Антонов А. Ю.</i> Летучие компоненты в биотитах и металлогеническая специализация интрузий . . . . .	73
<i>Павлишин В. И.</i> Некоторые возможности прогнозирования рудоносности гранитоидов на основе информации по типоморфизму породообразующих минералов (на примере гранитоидов Украинского щита) . . . . .	84
<i>Евзикова Н. З.</i> Оценка гидротермальных рудопроявлений олова и золота кристалломорфологическим методом . . . . .	90
<i>Никулин Н. Н.</i> Микроэлементы в касситеритах — индикаторы оценки оловорудных объектов . . . . .	110
<i>Карякин И. А.</i> Использование типоморфных признаков касситерита при изучении и оценке оловоносных россыпей и их коренных источников . . . . .	119
<i>Кантор М. З.</i> К оценке скарново-магнетитовых месторождений по минералогическим критериям . . . . .	127
<i>Орлова М. П., Соседко Т. А., Шаденков Е. М.</i> Опыт использования минералогических критериев для оценки рудоносности и формационной принадлежности Ковдерского массива . . . . .	140
<i>Сарсадеких Н. Н.</i> Использование плотности пироба в качестве критерия поисков и прогнозирования месторождений алмаза . . . . .	150
<i>Шнай Г. К.</i> Минеральные критерии золотоносности щелочных пород . . . . .	157
<i>Васильев Б. Д., Василенко В. Н.</i> Минералогические критерии рудоносности и особенности формирования самородного золота по результатам экспериментальных исследований . . . . .	167
<i>Бадалов С. Т., Туресебеков А. Х.</i> Минералы-индикаторы скрытого золотого и сульфидного оруденения Карамазара . . . . .	176
<i>Кузнецов Ю. А., Квасница В. Н., Пономаренко А. П.</i> Морфогенетические особенности пирита как индикатор золото-полиметаллического оруденения в Донбассе . . . . .	181
<i>Зацига Б. В.</i> Типоморфизм киновари и оценка ртутоносности Карпатской металлогенической провинции и Довбасса . . . . .	187

## РЕФЕРАТЫ

УДК 549.01 : 550.8.011

Генетические основы минералогических методов поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Руденко С. А. — В кн.: Минералогические критерии оценки рудоносности. «Наука», 1981, с. 5—25.

При поисках и оценке месторождений полезных ископаемых рационально применять минералогические методы, основанные на учете особенностей состава и строения минеральных индивидов, минеральных тел и минеральных ореолов. Однако эти особенности выступают в качестве надежных поисковых признаков в тех случаях, когда установлено в какой период формирования этих объектов сказалось влияние рудообразующего процесса. Таким образом, при реализации минералогических методов оценки перспектив рудоносности рационален историко-эволюционный подход. Лит. — 89 назв., табл. — 2.

УДК 549+550.84.049+553.063

Минералогические признаки и критерии оценки рудных месторождений гидротермального генезиса. Петровская Н. В. — В кн.: Минералогические критерии оценки рудоносности. Л., «Наука», 1981, с. 26—38.

На данном этапе накопленные эмпирические данные, характеризующие отличия металлоносных богатых, бедных и безрудных гидротермальных образований, уже не обеспечивают основу целостной системы минералогических показателей промышленной ценности руд. Такой основой должны служить комплексы признаков действия факторов, способствовавших в период формирования руд концентрации ценных металлов. Эти признаки рассматриваются как важнейшие составные части комплексов показателей промышленного оруденения наряду с прямыми индикаторами ценной минерализации. В работе отмечается целесообразность четкого разграничения понятий «признаки» (индикаторы) и «минералогические критерии» (предпосылки) прогнозных оценок, что необходимо для общего упорядочения соответствующей терминологии, а также для пересмотра представлений о группах критериев прогнозирования. Детальная разработка комплексов минералогических признаков и критериев прогнозных оценок осуществляется на формационной основе. Вместе с тем встает задача установления общих принципов такой разработки, по крайней мере применительно к генетически родственным рудным образованиям. В связи с этим особое значение приобретает корреляция минералогических, геохимических и геологических критериев оценки. Лит. — 31 назв.

УДК 549.08

Принципы количественной оценки интенсивности процессов минералообразования при поисках, разведке и перспективной оценке месторождений полезных ископаемых. Эшкин В. Ю. — В кн.: Минералогические критерии оценки рудоносности. Л., «Наука», 1981, с. 39—48.

Предложены методы количественной оценки интенсивности минералообразования, основанные на учете количества, размеров, минерального и химического состава рудных тел. Указаны возможности использования этих методов для оценки перспектив рудных тел на разных стадиях поисковых и разведочных работ. Лит. — 8 назв., табл. — 1.

УДК 549+550.84.094+553.063

Использование типоморфных признаков минералов в качестве поисково-оценочных критериев продуктивности гранитных пегматитов. Гордиенко В. В. — В кн.: Минералогические критерии оценки рудоносности. Л., «Наука», 1981, с. 49—62.

Рассмотрены прямые и косвенные минералогические критерии для поисков и прогнозной оценки продуктивности слюдоносных и редкометалльных гранитных пегматитов. Показано, что большинство признаков продуктивности пегматитов любого формационного типа являются показателями высокой степени дифференциации и фракционирования пегматитообразующего вещества. Приводятся палетки для прогнозной оценки редкометалльного оруденения в пегматитах по составу калиевого полевого шпата и мусковита, а также сводная таблица типоморфных признаков минералов как критериев продуктивности пегматитов на редкие элементы. Лит. — 56 назв., ил. — 2, табл. — 1.

УДК 552.125.4 : (552.321+553.2)

Рациональное использование минералогических критериев при оценке редкометалльной рудоносности гранитоидных массивов. Марин Ю. Б. — В кн.: Минералогические критерии оценки рудоносности. Л., «Наука», 1981, с. 63—72.

Оценка потенциальной рудоносности гранитоидных массивов должна проходить следующие этапы с определением: 1) формационной принадлежности конкретного массива, 2) подтипа, 3) степени эрозийного среза, 4) интенсивности проявления петрогенетических рудообразующих процессов. По-

казано, что применение разнообразных минералогических критериев возможно на всех четырех этапах, но их комплекс, надежность и целесообразность использования заметно различаются. При поставлении минералогических критериев очевидна общая тенденция их все большего усложнения и установления лишь с применением наиболее современных и точных методов, но не всегда экспрессных и широко вошедших в практику минералогических исследований. Поэтому последовательность использования минералогических критериев должна выдерживаться; наиболее сложные из них могут быть применены лишь к тем массивам, для которых установлена формационная принадлежность и подтип. Только в этом случае и при дальнейшей разработке наиболее простых и экспрессных критериев минералогические методы найдут столь же широкое применение в разведочно-поисковой практике, как геофизические и геохимические. Лит. — 23 назв., ил. — 2, табл. — 3.

УДК 550.42 : 549.632.5

Летучие компоненты в биотитах и металлогеническая специализация интрузий. Т р о ш и н Ю. П., Гребенщикова В. И., Антонов А. Ю. — В кн.: Минералогические критерии оценки рудоносности. Л., «Наука», 1981, с. 73—83.

В статье приводятся данные по распределению летучих компонентов (F, Cl и H<sub>2</sub>O) в биотитах из интрузивных пород с различной металлогенической специализацией. Установлено, что между особенностями распределения летучих компонентов в биотитах и металлоносностью интрузий наблюдается отчетливая корреляция. Характер этой корреляции согласуется с современными представлениями о формах переноса и среде, благоприятной для мобилизации и транспорта металлов гидротермальным флюидом. Лит. — 26 назв., табл. — 2, ил. — 7.

УДК 549 : 550.8

Некоторые возможности прогнозирования рудоносности гранитоидов на основе информации по типоморфизму породообразующих минералов (на примере гранитоидов Украинского щита). П а в л и ш и н В. И. — В кн.: Минералогические критерии оценки рудоносности. Л., «Наука», 1981, с. 84—89.

Акцентируется внимание на важное значение минералогических рН-метров для оценки рудоносности гранитов. Необходимым условием формирования редкометальной интрузии (апогранитная формация) является проявление в процессе ее преобразования кислотной стадии, степень проявления которой можно оценивать по соотношению количеств Al<sub>IV</sub> в магнезиально-железистой слюде и Al—O<sup>-</sup> центров в кварце. В пределах Украинского щита такими интрузиями являются граниты пержанского, каменноугольского и лезниковского типов, однако их практическая значимость различна в связи с неодинаковым эрозионным срезом. Лит. — 34 назв., ил. — 1.

УДК 549.01 : 548.54

Оценка гидротермальных рудопоявлений олова и золота кристалломорфологическим методом. Е в з и к о в а Н. З. — В кн.: Минералогические критерии оценки рудоносности. Л., «Наука», 1981, с. 90—109.

Описывается техника полевых кристалломорфологических наблюдений и стандартные черты внешней и внутренней морфологии касситерита как одного из представителей минералов гидротермального генезиса. На основе подмеченных общих закономерностей изменения формы кристаллов касситерита в оруденелом пространстве строится эмпирическая кристалломорфологическая модель гидротермального зонального рудоотложения, из которой вытекает возможность решать по форме кристаллов следующие производственные задачи: определять уровень среза рудных тел; производить оценку вероятной протяженности рудных тел на глубину; выявлять локализацию горизонтов наиболее богатых руд; проводить привязку минералов россыпей к своим коренным источникам. Все перечисленные типы задач проиллюстрированы конкретными примерами разведки оловорудных проявлений. Приводятся также результаты первых опытов разведки золоторудных проявлений по кристалломорфологии спутника золота — пирита. Лит. — 20 назв., ил. — 18, табл. — 5.

УДК 549 : 550.4 : 553.45

Микроэлементы в касситеритах — индикаторы оценки оловорудных объектов. Н и к у л и н Н. Н. — В кн.: Минералогические критерии оценки рудоносности. Л., «Наука», 1981, с. 110—118.

Изучены особенности распределения ниобия, индия в касситеритах оловорудных месторождений. Установлена возможность использования их при поисках и оценке оловянного оруденения. По концентрации скандия, ниобия, индия и их отношениям в касситеритах оловорудные объекты классифицируются по генетическим типам. Индий в касситеритах — индикатор глубины формирования оловорудных месторождений — позволяет определять степень эродированности рудных полей. По ниобий-индиевому отношению концентраций в касситеритах оценивается протяженность оруденения на глубину конкретных тел в рудных полях. Лит. — 10 назв., ил. — 4, табл. — 1.

Использование типоморфных признаков касситерита при изучении и оценке оловоносных россыпей и их коренных источников. **Карякин И. А.** — В кн.: Минералогические критерии оценки рудоносности. Л., «Наука», 1981, с. 119—126.

В результате сравнительного изучения касситеритов из коренных источников и связанных с ними россыпей установлено закономерное изменение многих свойств касситерита при транспортировке в россыпях, в частности, уменьшение содержания элементов-примесей, повышение механической прочности, осветление окраски. Предложено разделение типоморфных признаков касситерита по степени устойчивости в процессах россыпеобразования на стабильные и мобильные, проанализированы возможности оценки по ним генетического типа коренного источника. Выявлена горизонтальная зональность мобильных признаков, на ее основе предложены способы оценки удаленности россыпи от коренного источника. Определения размера россыпи, выявления основных и дополнительных источников питания, прогнозирования изменения качества полезного ископаемого. Лит. — 11 назв., ил. — 3.

К оценке скарново—магнетитовых месторождений по минералогическим критериям. **Кантор М. З.** — В кн.: Минералогические критерии оценки рудоносности. Л., «Наука», 1981, с. 127—139.

В основу классификации скарново—магнетитовых месторождений на крупные и мелкие положен принцип качественно—минералогического взаимоисключения, т. е. различие в наборе минералов этих двух групп. Использован и количественно—минералогический принцип (экстенсивность—интенсивность). Прогнозирование цифровых запасов руды по минералогическим критериям (предварительное) возможно на основе наметившейся приближенной зависимости между запасами руд скарново—магнетитовых месторождений и величиной разброса в каждом из них параметра решетки магнетита  $a$ . В крупных месторождениях разброс этого параметра, как правило, незначительный, тогда как в мелких он достигает 15—20 кратной величины. Обнаружение уникальной ассоциации минералов, их особых свойств на перспективной в целом площади указывает на возможность нахождения здесь крупного месторождения. Следовательно, уникальные ассоциации заслуживают специальных поисков. Лит. — 33 назв., ил. — 4, табл. — 3.

Опыт использования минералогических критериев для оценки рудоносности и формационной принадлежности Кондерского массива (Хабаровский край). **Орлова М. П., Соседко Т. А., Шаденков Е. М.** — В кн.: Минералогические критерии рудоносности. Л., «Наука», 1981, с. 140—149.

Путем сопоставления состава и структурных параметров хромитов Кондерского ультрамафитового массива с хромитами трех хромитоносных магматических формаций уточнена формационная принадлежность Кондерского массива. Дана перспективная оценка связанного с массивом оруденения. Лит. — 32 назв., ил. — 14, табл. — 2.

Использование плотности шпроа в качестве критерия поисков и прогнозирования месторождений алмаза. **Сарсадских Н. Н.** — В кн.: Минералогические критерии оценки рудоносности. Л., «Наука», 1981, с. 150—156.

Автором статьи установлена прямая зависимость плотности пиропов от содержания в них  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , что позволяет использовать ее для выявления сингенетичных алмазу высокохромистых пиропов. Составлены эталонные кривые распределения пиропов по плотности в месторождениях алмаза и неалмазоносных кимберлитах. Путем сравнения с ними кривых распределения шпроа по плотности, построенных для рыхлых отложений, делается заключение о степени алмазоносности размываемых кимберлитов. Лит. — 21 назв., ил. — 3.

Минеральные критерии золотиносности щелочных пород. **Шнай Г. К.** — В кн.: Минералогические критерии оценки рудоносности, Л., «Наука», 1981, с. 157—166.

На примере клинопироксенов, слюд, калинатровых полевых шпатов, магнетитов и кварцев рассмотрены типоморфные особенности минералов рудоносных и нерудоносных пород и выявлены их отличия, оказывающие существенное влияние на золотиносность пород. Установлено, что рудоносные породы кристаллизуются из расплавов с более высокой щелочностью, железистостью и фтористостью, при более низких давлениях и температурах и более высоком потенциале кислорода, чем нерудоносные. Повышенная золотиносность пород и минералов объясняется связью золота с породами и минералами, обогащенными фельсифильными и халькофильными элементами и более щелочными по составу. Ставится вопрос о существенной роли углерода и его соединений в переносе и отложении золота. Лит. — 21 назв., ил. — 7, табл. — 3.

УДК 549.7 : 553.411 (479+571.6)

Минералогические критерии рудоносности и особенности формирования самородного золота по результатам экспериментальных исследований. В а с и л ь е в Б. Д., В а с и л ь е н к о В. Н. — В кн.: Минералогические критерии оценки рудоносности. Л., «Наука», 1981, с. 167—175.

Показана применимость метода термовакуумной декрепитации для определения температур отложения самородного золота. Электронно-микроскопическими наблюдениями поверхности прокаленных золотин установлено, что максимум газовыделения из золота запаздывает на 15—20° по сравнению с соответствующим максимумом для золотоносного кварца (из-за вязкости золота). Обосновано и экспериментально показано, что золотоносные кварцы отличаются от безрудных по величине потерь при прокаливании. Они различаются также по видовому разнообразию ведущих типов включений в них. Различия золотоносных и безрудных кварцев предлагается использовать как дополнительные критерии при выявлении рудоносности отдельных зон, для отбраковки участков и поисков золотоносных генераций кварца. Лит. — 6 назв., ил. — 9.

УДК 549+54/43+553/411+553.277 (575.1+575.3)

Минералы — индикаторы скрытого золотого и сульфидного оруденения Кармазара (УзССР и ТаджССР). Б а д а л о в С. Т., Т у р е с е б е к о в А. Х. — В кн.: Минералогические критерии оценки рудоносности. Л., «Наука», 1981, с. 176—180.

Рассмотрены минералы-индикаторы разнообразных генетических типов рудных месторождений Кармазара — золотого, колчеданного, полиметаллического, медно-порфирового, флюоритового и других, локализованных в песчано-сланцевых сланцах нижнего палеозоя, в карбонатно-сульфатных породах девонского и карбонового возраста, а также в интрузивных и вулканогенных породах. Лит. — 8 назв.

УДК 549.324.31 (477)

Морфогенетические особенности пирита как индикатор золото-полиметаллического оруденения в Донбассе. К у з н е ц о в Ю. А., К в а с и ц а В. Н., П о н о м а р е н к о А. П. В кн.: Минералогические критерии оценки рудоносности. Л., «Наука», 1981, с. 181—186.

Впервые приведены сведения о различиях пиритов из золото-полиметаллических проявлений Нагольного кряжа и вмещающих их толщ карбона. Отличия в морфологии, золотоносности, содержании элементов-примесей и в изотопном составе серы пиритов Донбасса могут быть использованы как критерии оценки рудоносности. Лит. — 6 назв., ил. — 1, табл. — 1.

УДК 549.01 : 548.54

Типоморфизм киновари и оценка рудоносности Карпатской металлогенической провинции и Донбасса. З а ц и х а Б. В. — В кн.: Минералогические критерии оценки рудоносности, Л., «Наука», 1981, с. 187—196.

Рассмотрены парагенезис киновари и условия образования руд и рудопроявлений ртути в Донбассе и Закарпатье. Установлены связи между условиями образования и морфологией киновари, маршавита, кальцита и кварца, а также содержанием  $^{13}\text{C}$  в органических веществах, образующих ореолы вокруг рудных тел. Разработаны критерии поисков руд и оценки рудоносности определенных площадей. Лит. — 10 назв., ил. — 4, табл. — 2.

2 р. 90 к.

3597



«НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ  
ОТДЕЛЕНИЕ