

И.Л. Комов
А.Н. Лукашев
А.В. Коплус

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ
МЕТОДЫ
ПОИСКОВ
месторождений
неметаллических
полезных
ископаемых**

И.Л. Комов
А.Н. Лукашев
А.В. Коплус

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ месторождений неметаллических полезных ископаемых

3903



МОСКВА „НЕДРА“ 1982



Комов И. Л., Лукашев А. Н., Коплус А. В. Геохимические методы поисков месторождений неметаллических полезных ископаемых — М.: Недра, 1982, 266 с.

Систематизированы и обобщены сведения по геохимическим методам поисков нерудных полезных ископаемых (пьезооптических минералов, драгоценных и цветных камней, абразивов, стекольного сырья и т. п.) Приводятся сведения по минералам и элементам-индикаторам, методике поисков по вторичным ореолам и потокам рассеяния. Освещены вопросы, касающиеся этапов и последовательности проведения геохимических работ.

Для специалистов, занимающихся поисками неметаллических полезных ископаемых; может быть использована в качестве учебного пособия для студентов геологических вузов.

Табл. 14, ил. 29, список лит. — 50 назв.

Рецензент — д-р геол.-минер. наук,
проф. *В. П. Петров*. (ИГЕМ)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Геохимические методы поисков и оценки полезных ископаемых в настоящее время широко применяются на всех стадиях геологоразведочного процесса. Исторически сложилось так, что в СССР геохимические методы разрабатывались в первую очередь для поисков нефти и рудных полезных ископаемых. Для последних в качестве индикаторов выступали элементы, входившие в качестве основного компонента самих руд, такие как медь, свинец, цинк, олово, вольфрам, молибден. В то же время для многих классов неметаллических полезных ископаемых, геохимические методы поисков не были разработаны. Сам факт наличия экзогенных и эндогенных ореолов для таких типов месторождений, как горный хрусталь, исландский шпат, асбест, сера, ограночные и поделочные камни, подвергался сомнению. Это связано прежде всего с недостаточной чувствительностью применяемых аналитических методов. Особенностью многих неметаллических полезных ископаемых является то, что при их поисках используют не только основные компоненты оруденения, но и их спутники (элементы-примеси), развивающиеся вокруг продуктивных тел и месторождений, и в первую очередь — хлор, фтор, щелочные элементы и ртуть.

Известны примеры успешного применения геохимических методов при поисках и разведке некоторых типов неметаллических полезных ископаемых, таких как соли, флюорит, бор, апатит, горный хрусталь, что способствовало выявлению ряда месторождений этого вида сырья. Несмотря на это, геохимические методы при изучении неметаллических полезных ископаемых используют весьма ограниченно и часто не планируют в общем комплексе геологоразведочных работ. Особенно слабо используются геохимические методы при поисках месторождений талька, барита, магнетита, графита, исландского шпата, асбеста, драгоценных и поделочных камней. Недостаточно широкое использование геохимических исследований при поисково-разведочных работах на неметаллические полезные ископаемые объясняется слабым освещением в литературе соответствующих вопросов. Основные сведения о геохимических методах поисков неметаллических полезных ископаемых находятся преимущественно в журнальных статьях, сводные работы отсутствуют. Все это определило необходимость обобщить накопленный фактический материал по геохимическим методам поисков неметаллов, показать ряд специфических особенностей их применения для различных типов месторождений. Эта задача представляется весьма актуальной, если учесть, что в ближайшие годы ожидается значительный рост потребления и использования неметаллических полезных ископаемых.

Изложение материала по видам сырья приводится в такой последовательности: 1) общие сведения (генетические типы, условия образования, геологические поисковые признаки); 2) минералы и элементы-индикаторы, 3) геохимические методы поисков по потокам и ореолам рассеяния, гидрогеохимические и геоботанические методы; 4) первичные эндогенные ореолы; 5) вертикальная геохимическая зональность; 6) методика, этапы и последовательность проведения работ.

В основу книги положены материалы исследований, проведенных авторами (алмазы, цветные камни, флюорит, горный хрусталь, исландский шпат) и другими исследователями.

Раздел о флюорите написан А. В. Коплусом, разделы о слюдах и исландском шпате написаны А. Н. Лукашевым, остальные главы — И. Л. Комовым.

ТИПЫ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДАХ ПОИСКОВ

Среди разнообразных полезных ископаемых большое народно-хозяйственное значение и широкое распространение имеет группа неметаллов. К последним относят те виды полезных ископаемых, которые, как правило, не являются сырьем для извлечения металлов. Разделение твердых полезных ископаемых на рудные и нерудные в значительной мере условно. Неметаллические полезные ископаемые используют в промышленности для извлечения из них совершенных минералов (пьезооптических, абразивных, драгоценных), минеральных фаз определенного химического состава (горно-химическое сырье) или употребляют целиком как горную породу или агрегат. Эти месторождения характеризуются различными условиями формирования, разнообразием вещественного состава. Промышленность осваивает новые виды сырья, которые раньше не рассматривались как полезное ископаемое. Широкое применение неметаллических полезных ископаемых в промышленности приводит к значительному росту их добычи и к резкому увеличению их стоимости. В нашей стране и за рубежом проводятся интенсивные работы по поискам и разведке неметаллов. В структуре их стоимости и добычи за последние 25—40 лет произошли резкие изменения. Например, по стоимости сырья в США на первом месте стоит строительный камень (штучный, монументальный, щебенка), на втором — цементное сырье, на третьем — песок, гравий, известь [33]. Отмечается относительное увеличение стоимости добытого из недр горно-химического сырья. Увеличивается добыча природной соды, вермикулита, перлита.

Недостаток металлов и необходимость их замены, резкое увеличение потребностей сельского хозяйства в минеральных удобрениях, рост строительства, в том числе дорожного и гидротехнического, потребности в теплоизоляционных материалах — выдвинули неметаллическое сырье на видное место в промышленности. Изучены научные основы закономерностей образования месторождений неметаллических полезных ископаемых и разработаны методы их поисков. Следует отметить работы П. М. Татаринова, В. П. Петрова, И. И. Бока, А. А. Якжина, А. С. Соколова, В. С. Соболева, Д. С. Коржинского, Б. Я. Меренкова, А. А. Иванова, В. М. Борзунова.

Существуют многочисленные варианты классификации месторождений неметаллических полезных ископаемых: генетическая; по промышленному элементу или группе элементов; по составу вмещающих пород.

По условиям образования неметаллические полезные ископаемые делятся на магматогенные (эндогенные), экзогенные и метаморфогенные. К первым относятся собственно магматические (алмаз, апатит, графит, драгоценные камни); пегматитовые (мусковит, апатит, полевой шпат, горный хрусталь, кварц, флюорит, драгоценные камни — топаз, берилл, турмалин, гранат, аметист, корунд, сапфир, рубин); карбонатитовые (apatит, флогопит, хризолит); скарновые (бор, графит, флогопит, волластонит, хризотил-асбест, тальк, витерит, кордиерит, кианит, андалузит, драгоценные камни — шпинель, клиногумит, форстерит, корунд, рубин, сапфир, лазурит); альбитит-грейзеновые (берилл, хризоберилл, изумруд, топаз, флюорит); гидротермальные (флюорит, хризотил-асбест, исландский шпат, горный хрусталь, флогопит, графит, барит). Во вторую группу входят месторождения, образованные в результате выветривания (apatит, вермикулит, каолин, бентонит, барит, фосфорит, магнезит, тальк, соли, хризопраз, малахит, азурит, сера, гипс, минеральные пигменты, кварцевый песок); россыпные (алмаз, гранат, корунд, сапфир, шпинель, барит); осадочные и вулканогенно-осадочные (бор, барит, фосфорит, соли, гравий, песок, глины, сланцы, известняки, мел, доломит, мергель, цементное сырье, гипс, яшма, родонит, мергели, диатомиты, трепела, опоки). Группа метаморфогенных месторождений включает собственно метаморфические (амфибол-асбест, графит, корунд, наждак, гранат, апатит, слюды, мрамор, кварциты, кровельные сланцы) и метаморфизованные (apatит, родонит).

Из приведенных данных видно, что большинство неметаллических полезных ископаемых имеет полигенное происхождение. Для рационального использования геохимических методов наиболее удобной является группировка неметаллических полезных ископаемых, предложенная В. П. Петровым [33]. К первой группе относятся месторождения, использование которых определяется совершенством кристаллов, состоящих из углерода, кремния, кальция, магния, алюминия, калия, бериллия. За исключением последнего, эти элементы широко распространены в земной коре и применение их в качестве индикаторов затруднено. По этим элементам продуктивные тела, содержащие минералы, незначительно отличаются от состава вмещающих пород. В качестве индикаторов при геохимических методах поисков можно использовать элементы-спутники, прежде всего хлор, фтор, ртуть и щелочные элементы. При поисково-разведочных работах на металлы важную роль играет оценка качества сырья (наличие чистых, бездефектных кристаллов, волокон определенного размера). Ко второй группе относятся полезные ископаемые, в которых используются образования конкретного химического состава, содержащие такие элементы как фосфор, фтор, бор, калий, иод, сера (горно-химическое сырье). Для этого типа сырья в качестве эффективных элементов-индикаторов при геохимических методах поисков выступают элементы, входящие в качестве основного компонента руд. Это сближает их с металлическими полезными ископаемыми. К третьей группе от-

носят агрегатное сырье, использование которого определяется химическим составом и физическими свойствами или только последними. К этой группе, наряду с мономинеральными (например магнетит, волластонит и др.), относят полиминеральные образования (нефрит, изверженные и метаморфические породы). Большинство объектов этой группы имеет широкое площадное распространение и выявляется обычными геологическими методами. В качестве индикаторов при геохимических методах поисков месторождений этой группы выступают фтор (вермикулит, волластонит), цезий, рубидий (вулканическое стекло, перлит), хлор (нефрит). Важное значение при оценке сырья имеют химический состав (отсутствие вредных примесей) и физические свойства (прочность, трещиноватость). При поисках агрегатного сырья целесообразно сочетание геофизических и геохимических методов.

Геохимические методы поисков неметаллических полезных ископаемых — это часть комплекса геологоразведочных работ, направленных на выявление и оценку перспектив определенных районов. Они основаны на изучении пространственных закономерностей размещения концентраций химических элементов. Теоретической основой геохимических методов поисков является учение В. И. Вернадского и А. Е. Ферсмана о миграции, рассеянии и концентрации химических элементов в земной коре. Значительный вклад в разработку и применение геохимических методов внесли А. П. Виноградов, Н. И. Сафронов, Е. А. Сергеев, С. Д. Миллер, А. П. Соловов, А. А. Сауков, Д. П. Малюга, Н. Н. Сочеванов, В. И. Красников, И. И. Гинзбург, С. В. Григорян, Е. М. Квятковский, В. В. Поликарпочкин, Л. В. Таусон, Л. Н. Овчинников, А. А. Беус, А. Н. Еремеев, А. И. Перельман, М. Г. Валяшко.

Геохимические закономерности устанавливают на основе изучения распределения химических элементов в различных типах горных пород, почвах, природных водах и растениях. Средние содержания химических элементов, характеризующие состав различных горных пород земной коры в целом (литосфера), а также состав других геосфер (гидросфера, атмосфера), по предложению А. Е. Ферсмана, получили название кларков. Особенности распределения химических элементов в породах, не затронутых деятельностью каких-либо процессов, когда пространственное изменение количественных характеристик имеет систематический характер, определяют местный геохимический фон. В результате проявления геологических процессов, связанных с магматической, гидротермальной и другой деятельностью, происходит перераспределение элементов в локальных участках (зонах) пород, подвергшихся воздействию растворов, сопровождающемуся привносом и выносом химических элементов. В локальных зонах с резко отличным содержанием элементов по сравнению с геохимическим фоном образуются эндогенные геохимические аномалии. При этом количественные показатели содержаний элементов-индикаторов заметно отличаются от фоновых. Участки рыхлых образований и почв с аномальным распределением химических элементов по сравнению

с геохимическим фоном образуют экзогенные геохимические аномалии. Характеристика вещественного состава месторождений (совокупность элементов), присутствующих в продуктивных зонах, представляет его геохимический спектр.

Геохимические методы поисков основаны на выявлении аномалий, связанных с явлением первичной концентрации или вторичного рассеяния химических элементов, путем проведения специального опробования природных образований. При этом могут решаться следующие задачи:

1) выявление геологических образований, в пределах которых возможно обнаружение месторождений;

2) поиски скрытых продуктивных тел, геохимические аномалии которых выходят на эрозионную поверхность, фиксируются в горных выработках или буровых скважинах.

Главной целью геохимических поисков является выявление аномалий, связанных с рудными телами в гетерогенном геохимическом поле, представляющем собой форму пространственного распределения элементов. В отличие от фиктивных (ложных) аномалий, обусловленных случайными колебаниями региональной составляющей поля, продуктивная геохимическая аномалия приурочивается к благоприятным геологическим структурам. Для последних характерна коррелируемость повышенных или пониженных значений по сравнению с фоновыми по нескольким (не менее трех) точкам на профиле или смежным поисковым профилям (разрезам). Вокруг рудных тел месторождений неметаллических полезных ископаемых наблюдаются аномалии привноса и выноса элементов. Последние обладают небольшими размерами, но их сочетание (стык) с аномалиями привноса, как правило, указывает на эпицентры рудных тел. При типизации аномалий следует учитывать их характер, контрастность, комплексность. Контрастность характеризует отношение максимальных или минимальных значений химических элементов в пределах данной аномалии к фоновым. Коэффициент минерализации — это отношение числа проб с аномальными содержаниями к общему числу проб на опробованном интервале. Для усиления слабых ореолов и установления эпицентра максимальной минерализации применяются аддитивные (среднеарифметическое суммирование в каждой пробе содержаний элементов, нормированных в единицах среднефоновых содержаний) и мультипликативные (перемножение содержаний) показатели. Количественная характеристика первичных ореолов заключается также в оценке кларков, коэффициентов концентрации и суммарных содержаний элементов по геохимическим разрезам. Кларк концентрации — отношение содержания элемента в конкретном геологическом теле к кларковому содержанию индикатора. Коэффициент аномальности K_a — отношение содержания химического элемента в пределах определенного сечения ореола C_a к его фоновому содержанию: $K_a = C_a / C_{\text{ф}}$. Для сравнения результатов анализов проб, отобранных в пределах рудной зоны, используется коэффициент концентрации K_k — отношение содержания

элемента в околорудных породах (или рудных телах) к нижнеаномальному значению: $K_k = C_x / C_a$. Для определения относительного привноса (или выноса) элементов в околорудных породах определяют суммарное содержание металла M и продуктивность ореола. Суммарное содержание металла в данном сечении ореола (линейная продуктивность) определяется как сумма произведений шагов пробоборки (l_1, l_2, \dots, l_n) на аномальные концентрации элемента (C_1, C_2, \dots, C_n) по данному профилю за вычетом величины «местного» фона (метропроцент) [14]:

$$M = l_1 (C_1 - C_\phi) + l_2 (C_2 - C_\phi) + \dots + l_n (C_n - C_\phi)$$

или при равноинтервальном опробовании $M = \Delta x \left(\sum_{i=1}^n C_i - n C_\phi \right)$, где Δx шаг опробования; n — число точек опробования; C_ϕ — фоновое содержание элемента. Если содержание элемента выражать в единицах геохимического фона (коэффициент аномальности), то размерность параметра — метргеофон (мгф).

Эти параметры позволяют получить общую оценку привноса рудо- и ореолообразующих элементов и могут быть использованы для оценки аномалий.

В зависимости от вида опробуемого материала и целевого задания различают литогеохимические, гидрогеохимические, биогеохимические и атмогеохимические методы поисков. Первые основаны на выявлении вторичных ореолов и потоков рассеяния, а также первичных ореолов месторождений. Вторичные ореолы рассеяния (гипергенные литохимические аномалии) формируются в поверхностных образованиях (почвах, элювии, делювии) при гипергенном изменении месторождений. Потоки рассеяния — область повышенных содержаний химических элементов в отложениях временной или постоянной гидросети, образованная в результате гипергенного разрушения месторождений и их первичных ореолов. По фазовому состоянию вторичные ореолы рассеяния делятся на механические и солевые. В первом случае минеральные фазы присутствуют в твердом состоянии в виде устойчивых в зоне гипергенеза первичных или вторичных минералов, перемещение которых происходит механическим путем. В солевом ореоле элементы присутствуют в форме растворенных соединений. Различают остаточные ореолы рассеяния, т. е. образующиеся в зоне гипергенеза ранее существовавшего рудного тела или его первичного ореола, и наложенные, в контурах которых до развития вторичных процессов рассеяния первичная минерализация отсутствовала [14]. В зависимости от возможностей опробования выделяют открытые (выходящие на дневную поверхность) и закрытые или погребенные ореолы рассеяния (локализующиеся на некоторой глубине от поверхности в представительном горизонте). Последние выявляются при бурении неглубоких скважин до уровня представительного горизонта. Предложена следующая классификация вторичных ореолов рассеяния [14].

I. Остаточные открытые, веерообразной формы, образующиеся в интенсивно денудированных районах в современных элювиально-делювиальных образованиях.

II. Наложенные открытые диффузионные, характерные для условий аккумулятивно-денудационных равнин в аридных и умеренно-влажных областях.

III. Наложенные открытые аккумулятивные, связанные с процессами солевого накопления элементов.

IV. Близкие к III типу, но формирующиеся при отсутствии аллохтонного покрова и смещенные в сторону современного стока.

V. Выщелоченные и предельно разубоженные, образующиеся в элювиально-делювиальных отложениях гумидных областей.

VI. Погребенные остаточные, характерные для закрытых районов с двухъярусным строением.

VII. Погребенные наложенные.

Потоки рассеяния по фазовому состоянию мигрирующих компонентов делятся на механические, солевые, а по доступности обнаружения — на открытые и закрытые. В открытой гидросети активно денудированных районов месторождений основная часть элементов образует механические потоки рассеяния. Солевые потоки характерны для районов, в которых развиваются выщелоченные с поверхности вторичные ореолы и скрытые продуктивные тела. Для характеристики ореолов и потоков рассеяния используют показатель продуктивности, прямо пропорциональный содержанию элемента и размеру ореола.

Первичный геохимический ореол элемента представляет собой окорудное пространство, обогащенное или обедненное им в результате перераспределения при образовании месторождений [14]. Многокомпонентный состав химических элементов в первичных ореолах определяется характером вмещающих пород, типом металлов и условиями их формирования. Вокруг месторождений развиваются изометричные (пологие залежи) и симметричные (крутопадающие зоны) ореолы. Важнейшими особенностями первичных ореолов являются их размеры, существенно превосходящие продуктивные залежи, вокруг которых они развиты, и зональность строения. Крупным месторождениям соответствуют максимальные по размерам, составу и интенсивности геохимические ореолы. Эта закономерность позволяет прогнозировать масштаб оруденения. Геохимическая зональность ореолов особенно четко проявляется в изменении отношения суммы (или произведений) содержаний элементов в надрудных частях ореолов к элементам подрудных частей. С целью сравнительной оценки зональности ореолов наиболее целесообразно использование показателя зональности элемента-индикатора — отношение продуктивности ореола одного элемента к сумме продуктивностей ореолов всех элементов-индикаторов.

Гидрогеохимические методы поисков применяются для выявления и оконтуривания аномалий в подземных и поверхностных водах. Сущность биогеохимических методов поисков заключается в изучении распределения химических элементов в травяной

и древесной растительности и торфе. Сложность пробоотбора и зависимость содержания элементов от времени года и вида растений ограничивают применение этого метода. Атмогеохимический (газовый) метод поисков используется для изучения и выявления аномалий в подпочвенном воздухе и приповерхностной атмосфере, связанных с продуктивными залежами. При поисках полезных ископаемых выявляют ореолы гелия (стабильный продукт радиоактивного распада), ртути (перекрытых месторождений) и радона.

В рыхлых отложениях обнаруживаются ореолы рассеяния твердых минеральных фаз или их ассоциаций, входящих в состав неметаллических полезных ископаемых. Для выявления и оконтуривания ореолов и потоков рассеяния мелкой фракции минералов полезных ископаемых в аллювиальных и пролювиальных отложениях применяют шлиховой и шлихо-декрептофонический (ореолы пропаривания) методы поисков. Ореолы пропаривания, представляемые вторичными газово-жидкими включениями, сопровождаются разнообразными неметаллическими полезными ископаемыми (слюды в пегматитах, хрусталеносные жилы, флюорит). Ореолы пропаривания выявляют по шлихам, отмываемым из аллювиальных и делювиальных отложений или из протолок горных пород. При этом легкую фракцию шлихов подвергают декрептофоническому изучению, заключающемуся в подсчете общего числа разрывов (импульсов) газово-жидких включений при нагревании проб. Сравнительную оценку выявленных декрепитационных аномалий проводят путем вычисления интенсивности пропаривания I , отнесенной к данному сечению или площади. На близость рудных залежей указывает декрепитационная активность проб, превышающая фон в десять раз.

Шлихо-геохимическое опробование аллювиальных и коренных пород в целях выявления вторичных и первичных ореолов заключается в изучении распределения минералов и химических элементов в шлихах. Изучение минерального состава отмытых шлихов и их геохимических особенностей помогает при разбраковке аномалий, выяснении характера коренного источника сноса, что также усиливает контрастность ореолов. Вопрос о том, какую из фракций анализировать, решается в зависимости от типа месторождения и его ориентировочного минерального состава. Широкие возможности шлиховой съемки определяются тем, что она изучает конкретную минеральную форму элементов, а также увеличивает представительность опробования. Результаты геохимического анализа шлихов изображают в виде шлихо-геохимических карт, погоризонтных планов и разрезов.

Для поисков неметаллических полезных ископаемых эффективно применяются методы термографии и термолюминесценции. В первом случае определяют потери при прокаливании, а во втором — интенсивность термосвечения пород при нагревании. Обычно при приближении к продуктивным залежам интенсивность термолюминесценции (за счет увеличения числа минералов-активаторов) и потери массы (ввиду наличия воды в минералах) увеличи-

ваются. В комплексе с геохимическими методами весьма эффективно применение методов гамма-облучения (кварц, исландский шпат, флюорит), инфракрасной спектроскопии (ИКС), электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) (алмаз, кварц). Эти методы позволяют оценивать качество сырья и степень эрозионного среза продуктивных тел. Взаимодействие быстрых частиц жестких квантов с минералами представляет собой сложный каскадный процесс, сопровождаемый ионизацией и структурными изменениями в кристаллической решетке кристаллов. В связи с тем что в природных условиях мы имеем дело не с самими процессами, а их результатами, строение минералов, выявляемое облучением, позволяет получить важную геохимическую информацию об изменении состава растворов и их физико-химических параметрах. Методы ЭПР и ИКС позволяют выявить относительное содержание элементов-индикаторов и природу водородсодержащих дефектов, определить их концентрацию и, тем самым, судить о геохимических условиях образования месторождений и качестве сырья.

Сочетание различных методов позволяет проводить поиски месторождений, определять перспективы глубоких горизонтов и флангов месторождений, а также оценивать качество полезных ископаемых.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЕРВОЙ ГРУППЫ

В предлагаемом разделе рассмотрены геохимические методы поисков 14 видов неметаллических полезных ископаемых, в месторождениях которых используются самостоятельные минеральные фазы. К месторождениям этой группы относятся цветные камни (алмаз, топаз, берилл, рубин, сапфир, изумруд, гранат, хризолит, хризопраз, бирюза), абразивы (алмаз, гранат, корунд), пьезооптические минералы (горный хрусталь, исландский шпат), антиабразивы (агат, халцедон), а также слюда, асбест, графит. Для последних рудой являются породы, сложенные минералами с определенным соотношением компонентов (для фторфлогопита, например, коэффициент железистости не должен превышать 14%). За исключением малахита, хризопраза и бирюзы, вся группа рассматриваемых месторождений относится к эндогенным образованиям. Алмаз, гранат, рубин, сапфир, горный хрусталь, агат концентрируются также в россыпях. Большинство этих полезных ископаемых используется промышленностью без нарушения их первичной целостности. Только асбест и графит подвергаются механической обработке. Несмотря на разнообразие рассматриваемых видов сырья, они имеют ряд общих черт:

1) полезными ископаемыми являются минералы, состоящие в основном из петрогенных элементов, имеющих широкое распространение в земной коре: C, Si, Al, Ca, Mg, K (исключением является Be);

2) месторождения оцениваются по количеству и качеству полезного ископаемого, физическим свойствам минералов (минимальный размер кристаллов, минеральных зерен, однородность внутреннего их строения, отсутствие дефектов роста);

3) многие минеральные виды (кварц, кальцит, мусковит, флогопит) входят в состав широко распространенных горных пород;

4) сохранение целостности кристаллической структуры минералов наблюдается в случае формирования их в пределах устойчивых зон, где активные структурообразующие и метаморфические процессы завершились одновременно с формированием руд.

Геохимические методы поисков рассматриваемых видов неметаллов разработаны в различной степени. Это связано с неодинаковой изученностью месторождений, как правило, их геологического строения, крайне неравномерным характером распределения сортового сырья. Фрагментарность сведений по месторождениям цветных камней обусловлена характером проводившихся исследований (попутные их поиски). Некоторая неравномерность минералого-геохимических критериев оценки месторождений обусловлена спецификой исследований авторов и объемом имеющихся материалов для разных видов полезных ископаемых.

Алмаз — дефицитный вид минерального сырья, относится к одной из модификаций свободного углерода. Среди месторождений алмазов выделяются коренные и россыпные. Первые связаны с кимберлитами, выполняющими трубки взрыва. Обычно они группируются в обособленные районы, пояса, зоны. В кимберлитах присутствует значительное количество ксенолитов осадочных пород, глубинных пород земной коры и верхней мантии. Контактный метаморфизм ксенолитов и пород, вмещающих диатремы, проявлен незначительно. По нашему мнению, алмазы в кимберлитах имеют ксеногенное происхождение. Кимберлитовая магма транспортировала алмаз и другие минералы глубинных пород (продукты дезинтеграции мантийного субстрата) к земной поверхности.

Ксеногенность минералов алмаз-пироповой фации и алмазов подтверждена радиологическими и минералогическими данными, присутствием в алмазах кристаллических включений с октаэдрической огранкой (отрицательных кристаллов), формирование которых происходило в течение длительного отрезка геологического времени (миллиарда лет и более). Самоогранение включений происходило в результате длительного пребывания алмазов в пироповых ультрабазитах и эклогитах, слагающих на определенных глубинах мантийный субстрат. Об этом свидетельствует наличие алмазов в различных по составу ксенолитах глубинных пород. Для кимберлитовых трубок внутренних частей платформ характерны: 1) высокая степень алмазоносности; 2) небольшая глубина эрозионного среза (до 200 м); 3) обилие включений пироповых перидотитов; 4) взрывчатые тела (трубки) больших размеров, отсутствие даек и жил; а для окраинных ее частей: 1) отсутствие или низкое содержание алмазов; 2) широкое развитие даек и жил; 3) отсутствие глубинных включений пироповых перидотитов; 4) пространственная связь с карбонатитами; 5) широкое развитие ксенолитов осадочных пород.

В центральных частях провинций наблюдается относительно большое количество кристаллов алмаза октаэдрической формы, локализованных в крупных трубках; на периферии кимберлитовых провинций преобладают додекаэдрические индивиды, а кимберлитовые тела обычно мелкие и быстро выклинивающиеся. Специфические особенности алмазов из кимберлитовых провинций (размер, цвет, форма, сортность) с точки зрения их ксеногенности определяются региональными особенностями гетерогенного по составу и, вероятно, по возрасту мантийного субстрата. Степень алмазоносности кимберлитов в пределах провинций зависит от алмазоносности зоны, в пределах которой сформировался очаг кимберлитовой магмы, а также от степени дезинтеграции мантийного субстрата. Анализ магнитных полей Сибирской провинции позволил установить, что особенности вещественного состава кимберлитов не связаны с составом кристаллического фундамента, а обусловлены глубинными (мантийными) процессами.

Природные алмазы кристаллизуются при высоких давлениях и температурах, характерных для верхней мантии. Внутренние напряжения, существующие вблизи сингенетических минералов — узников алмазов, достигают 2500 МПа в форстеритах, 1900 МПа в хромите и 400 МПа в пиробах. Температура кристаллизации алмазов оценивается в 1200—1500° С, а глубина образования — 200 км по природным геотермометрам, характеру дислокационного строения кристаллов, форме вхождения азота и других элементов. Алмаз в кимберлитах является полигенным минералом и генетически связан с ультраосновными и основными (эклогиты) мантийными породами. Источником алмазных россыпей, помимо кимберлитовых трубок, возможно являются докембрийские глубинные гранат-диопсидовые породы, а также эклогиты. Находки алмазов в гипербазах, эклогитах, базальтах пока представляют минералогический интерес. Россыпи алмазов обычно приурочены к грубокластическим образованиям древних речных долин и дельт, пролювиально-делювиальных шлейфов и мощных кор выветривания. Известны докембрийские алмазоносные провинции (Бразильская, Австралийская и др.), где первоисточники алмазов пока не установлены. Общими поисковыми признаками алмазоносных месторождений являются:

1. Присутствие кимберлитов в пределах активизированных частей платформ с древним докембрийским фундаментом.

2. Развитие зон разломов, непосредственно примыкающих к крупным структурам опускания (авлакогенам, синеклизам), а также оперяющих нарушений, расположенных под углом к главным разломам.

3. Развитие пород трапповой формации, которые, однако, могут быть пространственно разобщены с кимберлитами.

В разработку и совершенствование минералого-геохимических методов поисков месторождений алмазов значительный вклад внесли Н. В. Соболев, А. П. Бобрневич, А. Д. Харьков, Б. И. Прокопчук, И. П. Илупин, Э. Г. Сочнева, Н. Н. Сарсадских, В. А. Милашев и др.

Минералогия алмазоносных образований. Минералы кимберлитов подразделяются на кимберлитовые (ортомагматические), образовавшиеся при кристаллизации самой кимберлитовой магмы, и внекимберлитовые (ксеногенные), представляющие собой продукты дезинтеграции мантийных пород алмаз-пироповой фации, захваченные кимберлитовой магмой. К последним относятся алмаз, пироп, хромдиопсид, хромит, ильменит. Ортомагматическими являются минералы интрателлурических вкраплений (оливин, флогопит, апатит) и твердой фазы кимберлитового мезостаза (оливин, флогопит, апатит, кальцит, пикроильменит, перовскит, магнетит). Вторичными минералами кимберлитов являются: лизардит, брусит, карбонаты. В самих алмазах, а также в пиропе и хромдиопсиде отсутствуют кристаллические включения основных минералов, слагающих кимберлиты (флогопит, апатит, кальцит, пе-

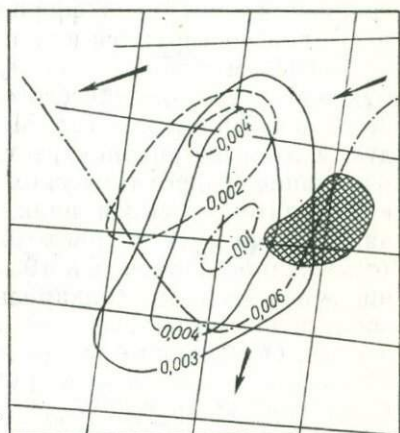
ровскит, магнетит). Это вполне увязывается с ксеногенностью алмазов. В россыпях докембрийских алмазоносных провинций отмечаются ставролит, кианит, ильменит, турмалин, рутил, гранат, циркон, корунд; в ряде случаев — золото, анатаз, берилл, магнетит, гематит, сфен, хромит, платина, осмистый иридий, гамленит, горсейскит, гойяцит, флоренсит, фосфаты редких земель и алюминия (флоренсит), монацит. Флоренсит наблюдается в рыхлых россыпных образованиях, а также в кварцево-сланцевых сланцах (Бразилия), где ассоциирует с турмалином, монацитом, гематитом, цирконом, желтым пиропом. Вероятно, многие из перечисленных минералов окажутся спутниками докембрийских алмазоносных проявлений, коренные источники которых пока не установлены.

Основы литогеохимических, гидрогеохимических и биогеохимических методов поисков кимберлитов. Благоприятной предпосылкой применения геохимических методов поисков кимберлитов является резкое отличие их химического состава от вмещающих пород. В кимберлитах отмечается повышенное содержание, в %: TiO_2 1,5; Cr_2O_3 0,01—0,2; NiO 0,01—0,7; P_2O_5 0,55; Cl 0,25; F 0,4; B 0,02. Преобладание в кимберлитах калия над натрием позволяет отличать последние от сходных с ними ультраосновных пород. Специфической особенностью кимберлитов является обогащенность их стронцием, редкоземельными элементами, причем содержание этих элементов в трубках значительно выше (на 1—2 порядка), чем во вмещающих породах. Кимберлиты по сравнению с вмещающими породами, а также траппами и другими основными породами характеризуются повышенным содержанием (в $n \cdot 10^{-4}\%$) урана 2,5 (в траппах 1,5, известняках 1,0). При процессах выветривания и денудации кимберлитов элементы-индикаторы (никель, кобальт, хром, цинк, медь и др.) концентрируются в рыхлых аллювиальных и делювиальных образованиях и обуславливают формирование вторичных ореолов и потоков рассеяния, которые по своим размерам значительно превышают объемы кимберлитовых трубок и распространяются на значительные расстояния от них. Литогеохимические поиски по вторичным ореолам и потокам рассеяния широко применяются при поисках алмазоносных месторождений. Вторые используются в основном на стадии средне- и крупномасштабного геологического картирования (1 : 200 000 и 1 : 50 000) в комплексе со шлиховым опробованием. Анализ имеющихся материалов показывает, что в районах, где возможно применение литогеохимических методов поисков по вторичным ореолам рассеяния, метод является весьма эффективным. Об этом свидетельствуют данные литогеохимических поисков по вторичным ореолам рассеяния, проведенных в горно-таежных и тропических условиях в Сибири, Индии, Судане, Конго, Сьерра-Леоне. Конфигурация ореолов рассеяния элементов вокруг кимберлитовых тел иллюстрируется на рис. 1. При локализации кимберлитов среди карбонатных пород вокруг них образуются положительные геохимические ореолы Ni , Cr , Co . Эти элементы концентрируются главным образом в составе сильно измененной основной массы кимберлитов и в процессе

выветривания высвобождаются легче, чем примеси, содержащиеся в минералах [17].

Размеры ореолов превышают параметры трубок в 1,5—2 раза. Ореолы кобальта, никеля отмечаются в непосредственной близости от кимберлитовых тел, смещение эпицентров аномалий относительно средней части диаметра на склонах с крутизной в несколько градусов составляет лишь 50—150 м. В зонах развития солифлюкционных процессов смещение ореолов по склону достигает 150 м. Содержание элементов во вторичных ореолах рассеяния вокруг кимберлитовых тел Сибири составляет, %: никель 0,02—0,03 (контрастность 3—7), хром 0,05—0,08 (контрастность 3—4), титан 1,0—3,0 (контрастность 3—5). Контрастность аномалий уменьшается по мере удаления от кимберлитовых тел. Ряд геохимической подвижности: Ni—Co—Cr—V—Zr—Cu [17]. Над кимберлитовыми телами, залегающими в карбонатных породах, отмечаются отрицательные ореолы свинца.

Кимберлитовые тела, локализуемые среди траппов, генерируют вторичные ореолы никеля, хрома, кобальта. В породах субстрата отмечаются повышенные концентрации ванадия, галлия. Размеры и форма ореолов над этими образованиями зависят от мощности перекрывающих элювиально-делювиальных образований и интенсивности процессов солифлюкции. В рыхлых образованиях разломы, определяющие размещение кимберлитовых тел, фиксируются ореолами ртути и радиоактивных элементов. Аномалии обычно линейно ориентированные. Для поисков коренных и россыпных месторождений алмазов могут применяться минералогические методы. Особенно важное значение имеют ассоциации тех минералов, которые наблюдаются в самих алмазах. Исследование алмазов и его спутников, изучение изменения концентрации, размера зерен и степени их износа позволяют обнаруживать коренные тела. Алмазы переносятся на значительные расстояния (до 15 км) от кимберлитовых трубок. При переносе речными потоками алмазы не изнашиваются, а раскалываются. С увеличением расстояния переноса алмаза в реках число обломков и поврежденных кристаллов увеличивается. Если алмазы миновали промежуточные коллекторы, следы износа в них выражаются в сглаживании



1—0,004 2—0,002 3—0,01 4

Рис. 1. Вторичные ореолы рассеяния никеля, кобальта и хрома в элювиально-делювиальных отложениях над кимберлитовым телом [17]:

1—3 — изолинии содержаний (1 — никеля, 2 — кобальта, 3 — хрома); 4 — контур кимберлитового тела. Стрелками показано направление склона

3903

ребер, гранных швов, появлении фигур удара, серповидных трещин [23]. В связи с низким содержанием алмазов (стотысячные и миллионные доли процента) в кимберлитовых трубках при поисках используются минералы-спутники, которые, обладая устойчивостью и более высокой концентрацией, по сравнению с алмазом, чаще встречаются в аллювиальных образованиях. Ввиду большой плотности (3,2—4,7) парагенетические спутники алмаза (ильменит, пироп, хромшпинелид, хромдиопсид, циркон) концентрируются в тяжелой фракции рыхлых образований и довольно легко диагностируются в поле.

Экспериментальные исследования показали возможность применения гидрогеохимического, биогеохимического методов при поисках кимберлитовых тел. Минеральные фазы кимберлитов и продукты их выветривания растворяются в воде, обуславливая формирование гидрохимических аномалий. Элементом-индикатором кимберлитов является цинк, водные ореолы которого прослеживаются в речных долинах (вниз по течению) до 5 км от трубок (содержание элемента в 10—100 раз больше фоновых). Соединение этого элемента (бикарбонатные соли) относятся к группе легкорастворимых образований, отличающихся значительной подвижностью. Особенности распределения цинка в гидрохимических пробах вокруг алмазоносной трубки иллюстрируются рис. 2. При приближении к трубке содержание цинка в ореолах достигает 0,05 мг/л при фоновом значении 0,005 мг/л. Резкое увеличение концентрации цинка в водных пробах наблюдается около контакта с кимберлитами. Кроме цинка в качестве индикаторов используют также Ni, Co, Cr, V, Ga, Cu. Воды с повышенным содержанием суммы перечисленных металлов обычно контролируют зоны распространения кимберлитовых тел. Корни многих растений, проникая на глубину от 2 до 12 м, концентрируют элементы закрытых ореолов рыхлых образований. Повышенные количества Ni, Cr, Ti установлены в золе растений, отобранных в непосредственной близости от кимберлитовых тел. На расстоянии от кимберлитов эти элементы содержатся в растительности в меньшем (до 5 раз) количестве. Таким образом, растительный покров может быть индикатором кимберлитовых тел. В горно-таежных районах задернованные и слабо выраженные в рельефе кимберлитовые трубки, так же как и окружающие их осадочные породы, покрыты рыхлыми образованиями, различно сохраняющими влагу. Над кимберлитами наносы имеют более высокое содержание влаги и повышенные концентрации фосфора, хлора, калия, что обуславливает относительное богатство растительностью участков над ними, выявляющихся на цветных ИК-аэрофотоснимках, снятых на малой высоте. Растительный покров на большинстве трубок характеризуется наличием подсека из ольховника, отличающегося значительной высотой и сомкнутостью по сравнению с подлеском на вмещающих породах. Над кимберлитами высота древостоя составляет 9—11 м при среднем диаметре ствола 0,25 м. На вмещающих известняках листовичные редколесья отличаются низкорослым и очень разре-

женным древостоем. В местах нахождения кимберлитовых тел на аэрофотоснимках наблюдается более темный фототон, обусловленный увеличением сомкнутости древесных и кустарниковых растений. Отличие кимберлитовых тел от вмещающих пород по магнитной восприимчивости и содержанию радиоактивных элементов является благоприятной предпосылкой для применения геофизических методов (аэромагнитная, гравиметрическая, гамма-спектрометрическая съемки). Общей закономерностью являются повышенная магнитная восприимчивость кимберлитов, высокое значение уран-ториевого отношения (20 и более) против 2—5 единиц в делювии траппов.

Практические рекомендации по литогеохимическим и минералогическим методам поисков кимберлитов по вторичным ореолам и потокам рассеяния. Литогеохимические исследования по вторичным ореолам и потокам рассеяния осуществляются в три этапа: при рекогносцировочных, поисковых и детальных работах.

Литогеохимические исследования по потокам рассеяния на первом этапе проводят в комплексе со шлиховой и гидрохимической съемкой одновременно с геологосъемочными работами в масштабе 1 : 200 000. В слабообследованных открытых районах аридной зоны необходимо проводить рекогносцировочные литогеохимические исследования по вторичным ореолам рассеяния, в результате которых определяются общая геохимическая и минералогическая характеристики исследуемого района. Эти работы проводятся во время прохождения маршрутов, вкост господствующего простирания пород и разломов с учетом пересечения развитых в районе интрузивных массивов. При этом могут быть обнаружены ореолы и потоки рассеяния кимберлитовых тел.

Поисковые литогеохимические исследования по вторичным ореолам и потокам рассеяния в масштабе 1 : 50 000 проводят в районах, где после проведения рекогносцировочных минералогеохимических исследований или иных работ получены положительные результаты. Поиски по потокам рассеяния необходимо проводить одновременно с гидрохимическим опробованием. Их применение на конкретных площадях зависит от развития гидро-сети и возможности поступления минералов и горных пород из месторождений в речные долины. Особенно эффективно комплексное применение шлихового опробования и поисков по речным потокам рассеяния.

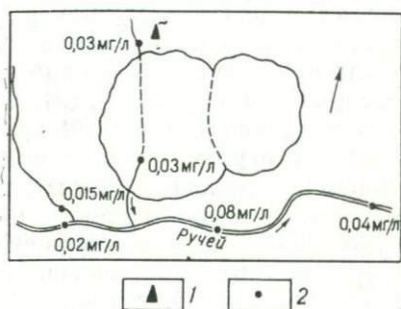


Рис. 2. Содержание цинка в гидрохимических пробах вокруг кимберлитовой трубки [21]:

1 — кимберлитовая трубка; 2 — гидрохимические аномалии

В районах со слабо выраженными путями современного стока поиски осуществляют литогеохимическим методом. Целью поисковых литогеохимических исследований по вторичным ореолам и потокам рассеяния является выявление кимберлитовых тел.

Детальные литогеохимические исследования по вторичным ореолам рассеяния проводят на локальных площадях, с признаками алмазности. Целью этих работ является выявление, оконтуривание кимберлитовых диатрем, а также их оценка.

Литогеохимические поиски по потокам рассеяния в масштабах 1 : 200 000—1 : 50 000 осуществляются путем опробования песчаноглинистой фракции русловых отложений по сети маршрутов: при рекогносцировочных съемках в масштабе 1 : 200 000 расстояние между пунктами отбора проб по руслу составляет 250—500 м (2—3 пробы на 1 км² площади), а при поисках в масштабе 1 : 50 000 соответственно 100 м и 20 проб. Маршруты прокладывают вдоль русел рек, ручьев, логов. Одновременно с литогеохимическим опробованием аллювия проводятся шливовое опробование и измерения магнитной восприимчивости мелкой фракции с помощью каппаметра ЭКП-3. Для обнаружения ореолов рассеяния поисковые и детальные литогеохимические съемки должны быть выполнены по сети профилей, удовлетворяющей одному из общепринятых масштабов (табл. 1) [14].

Учитывая изометричные формы кимберлитовых тел и возможные минимальные размеры вторичных ореолов, литохимическое опробование при поисках в масштабах 1 : 50 000—1 : 25 000, 1 : 10 000 рекомендуется проводить соответственно по сеткам 150 × 150, 100 × 100 и 50 × 50 м. Эта сеть может изменяться в зависимости от предполагаемых размеров трубок и условий применения литогеохимических поисков. Выделяются категории площадей: горно-таежные, с тропическим ландшафтом, которые в свою очередь делятся на территории, покрытые продуктами выветривания местных пород и принесенными издалека образованиями. Литогеохимические поиски в новых районах необходимо начинать с отбора проб из разных горизонтов делювиальных образований. В процессе этих исследований проводятся анализ и обобщение результатов геохимических работ на геологически изученных участках при максимально частой сети отбора проб по профилю (через 5—10 м) и с глубины 0,2—0,5 м. Осуществляется выбор наиболее представительной фракции и начальной массы проб. При литогеохимических поисках по потокам рассеяния опробуют илисто-глинистую или песчаную фракцию аллювия с поверхности или из закопушек с глубины 15—20 см в пределах сухой пойменной части русла.

При поисках по ореолам рассеяния в пробу отбирается песчано-глинистая фракция элювиально-делювиальных образований. Отбор проб производят из-под гумусового горизонта почвы с глубины 20—30 см.

В районах преобладания ослабленных у поверхности и погребенных вторичных ореолов рассеяния пробы следует отбирать из

представительного горизонта, который в условиях замедленной денудации совпадает с верхним гумусированным горизонтом почвенного профиля (открытые ореолы) или иллювиальным горизонтом на глубине 0,5—0,8 м от поверхности (закрытые ореолы) [14].

Глубинные литогеохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния в перспективных районах осуществляют путем опробования скважин (шпуров) на глубине представительного горизон-

Таблица 1

Сеть опробования при литогеохимических съемках по вторичным ореолам рассеяния

Масштаб	Расстояние, м		Плотность проб на 1 см ² карты	Число проб на 1 км ² площади
	между профилями	между точками отбора проб		
<i>Рекогносцировочные съемки</i>				
1 : 200 000	2000	100	20	5
1 : 100 000	1000	100—50	10—20	10—20
<i>Поисковые съемки</i>				
1 : 50 000	500	50	10	40
1 : 25 000	250	50—25	5—10	80—160
<i>Детальные съемки</i>				
1 : 10 000	100	20—25	5—4	400—500
1 : 5 000	50	20—10	2,5—5	1000—2000
1 : 2 000	25—20	10	1,6—2	4000—5000

та. Масса пробы должна быть 50—150 г, истирание их необходимо проводить до 200 меш. Пробы подлежат анализу на следующие химические элементы: никель, медь, кобальт, хром, марганец, ванадий, галлий, ниобий, цинк, свинец, цирконий, ртуть. Анализы на никель целесообразно проводить в полевой обстановке. Для этого фракция <80 меш обрабатывается смесью HCl+HNO₃ (1 : 3) или HF и в экстракте определяют никель. Выделение слабоконтрастных геохимических аномалий, оценка местного геохимического фона осуществляются путем вариационно-статистической обработки данных. Параметры распределения элементов в пробах определяются с учетом литологических особенностей вмещающих пород. По содержанию элементов группы железа выделяют высоко- и среднеаномальные ореолы. Для усиления контрастности литогеохимических ореолов проводится построение мультипликативных ореолов Cr·Ni·Co. Рекомендуется совместное применение минералогических и геохимических методов с построением совмещенных

шлиховых и геохимических карт. В ряде случаев при затруднениях в диагностике минералов шлиховые пробы (каждая вторая) подвергаются спектральному анализу; при этом значительно усиливается контрастность геохимических аномалий.

На карты выносятся сведения о качественном и количественном составе минералов, геохимические аномалии, оконтуриваются участки, перспективные на алмазы. Определяются возможные направления сноса продуктов размыва кимберлитов. При этом учитываются геохимические признаки известных (эталонных) трубок и траптовых образований.

Совмещение зон развития минералов-спутников с вторичными ореолами и геофизическими аномалиями позволяет более объективно прогнозировать кимберлитовые тела.

Минералогические методы применяются при опробовании аллювиальных и делювиальных образований; при этом: а) выявляются коренные и россыпные месторождения; б) определяются вероятные источники сноса; в) устанавливается дальность транспортировки минералов; г) выявляются мелкие дайки траппов, трассирующие разломы. Особое внимание уделяется отбору проб из мелких, иногда пересыхающих притоков крупных речных долин и логов. Рекомендуются проходка одиночных шурфов в устьях сухих рек с целью намыва тяжелой фракции. Особенно тщательно опробуются водотоки вокруг магнитных аномалий удаленных от выходов траппов. Исходная масса пробы определяется на месте ее отбора, наиболее оптимальным является объем 20 л. При выборе мест отбора следует учитывать то обстоятельство, что гранатовый концентрат накапливается обычно ниже головной части кос. Учитывая сравнительно небольшую плотность гранатов (3,64—3,74 г/см³), при проведении минералогических исследований необходимо добиваться сохранности в пробе 25—30% легкой фракции (серого шлиха). На участках значительного скопления спутников алмаза проводится мелкообъемное (1 м³) опробование отложений для выявления алмазов. В случае положительных результатов намечаются конкретные районы для постановки детальных работ. Шлихи просеивают на ситах с диаметром отверстий 0,5—1 мм, визуально отмечают присутствие пироба в крупной фракции (+1,0 мм) и его примерное содержание. На основании шлихового опробования оконтуриваются границы возможного распространения кимберлитовых тел. По значительному увеличению в пробах пироба, пикроильменита и других минералов ориентировочно намечаются участки возможного нахождения трубок. При обобщении результатов исследований учитывают видовой состав минералов и их размер, преобладание в шлихах пикроильменита над пиропом, присутствие келифитовой оболочки в зернах пироба, сохраняющейся на расстоянии 0,2—1,0 км, а также лейкоксеновой и перовскитовой рубашки на пикроильмените, устойчивой на удалении до 3 км от материнского источника. Опыт работ свидетельствует, что до 15 км переносится пироп и пикроильменит, до 8 км — магнетит, до 5 км — хромдиопсид, до 2 км — оливин и пе-

ровскит. Содержание зерен диаметром более 0,5 мм на расстоянии 300 м от диатрем составляет: пироп 75%, пикроильменит 91%, а на расстоянии 2,2 км — пироп 30%, пикроильменит 65% [47].

Шлиховое опробование делювия позволяет выявлять контуры возможной коренной алмазности, а также проводить поиски отдельных кимберлитовых тел вблизи разведанных участков. Признаком новых диатрем является наличие в делювиальных отложениях алмазов, отличающихся по морфологическим и физическим особенностям от разведанных тел (обычно в каждой конкретной трубке присутствуют алмазы с определенным набором признаков). Вблизи кимберлитовых тел сколы в минералах-спутниках алмаза характеризуются ярким блеском, а в пробах делювия отмечаются минералы легкой фракции (флогопит, хлорит, серпентин). Шлиховое опробование делювиальных образований при поисках в масштабе 1 : 50 000 проводится через 100 м, линии маршрутов прокладываются по склонам речных долин выше границы распространения руслового аллювия. Делювиальные пробы отмучиваются от глины и промываются на лотках. В некоторых случаях для оконтуривания локальных площадей проводится дополнительные профили опробования (до 4) вверх по склону в 100—150 м от основных поисковых линий.

По парагенным ассоциациям минералов ориентировочно устанавливают дайки траппов, пересекающих зоны разрывных нарушений, а также выходы карбонатитов, с которыми могут быть связаны кимберлитовые тела. Минералами-индикаторами мелких тел трапповой формации являются диопсид, авгит, ильменит, магнетит, а карбонатитов — пироксеноид, колумбит, торит, циркон.

Результаты опробования систематизируются, выделяются типичные минеральные парагенезисы. Процентно-весовое отношение минералов приводится из расчета на 1 м³. На картах в логарифмическом масштабе полосами различной ширины указывается изменение процента выхода тяжелой фракции шлихов вдоль русел рек, а внутри полос ленточным способом иллюстрируется процентное соотношение минералов. Проводятся контуры конкретных перспективных зон, приводятся результаты минералогического анализа делювиальных образований и протоколов коренных пород; указывается процентное отношение массы пироба и ильменита к массе тяжелой фракции.

При поисках кимберлитовых тел целесообразно применять комплекс методов, включающих минералогическое опробование и литогеохимическую съемку.

Геофизические методы в алмазносных районах применяют при региональных исследованиях, детальных поисках и оценочных работах с привлечением аэромагнитной и гравиметрической съемок в масштабе 1 : 200 000. Наиболее эффективна магниторазведка. Аэромагнитные съемки при поисках кимберлитовых трубок сопровождаются наземными магнитными работами в масштабах 1 : 10 000—1 : 5000. В ряде случаев однозначное выделение аномалий, обусловленных кимберлитами, затруднено. Для разбраковки

ложных аномалий (останцы траппов, туфов, скопления в делювии долеритов, магнетитсодержащих песчаников) и достоверной интерпретации истинных аномалий применяется аэромагнитная съемка с одновременной регистрацией магнитного поля на нескольких уровнях с помощью двух аэромагнитометров. Этот метод позволяет из числа фиксируемых выделять те аномалии, которые вызваны трубчатыми телами—объектами большого распространения на глубину.

При размещении кемберлитов среди гранитов могут применяться радиометрические методы поисков. Трубки выявляются отрицательными аномалиями гамма-поля и повышенными аномалиями магнитного поля. Гамма-спектрометрическим методом (повышенные содержания тория, урана) могут выявляться трубки, заполненные кимберлитами слюдяного и туфового типов и перекрытые наносами мощностью до 15 м.

Эффективным методом поисков россыпных месторождений алмаза является шлиховое опробование. При поисках россыпных месторождений необходимо учитывать интенсивность денудационных процессов и развития кор выветривания, способствующих образованию богатых залежей алмазов. В последних наблюдаются гранаты с конусовидной пирамидальной и черепитчатой скульптурами.

Шлиховый метод позволяет устанавливать площади развития древних терригенных образований как наиболее вероятных коллекторов алмазов. Для россыпей основным критерием их продуктивности является присутствие самих алмазов. При обробовании алювиальных образований необходимо учитывать, что аккумуляция алмазоносного материала происходит в отрицательных формах рельефа — карстовых депрессиях, озерных ваннах и т. д. Особое внимание уделяется тем речным долинам, в которых отчетливо проявлены лестницы террас на склонах, указывающие на неоднократный размыв и перетложение обломочного материала с выносом мелких частиц и обогащением полезным компонентом. Пробы необходимо отбирать на участках перегиба продольного профиля русла от крутых к пологим, а также на отрезках долин с глубоким врезом, небольшой шириной и мощностью аллювия.

При поисках россыпей проводятся бурение скважин, а также проходка (зимой) шурфов по поперечным профилям речных долин и отбор шлиховых проб. Расстояние между выработками определяется в каждом случае индивидуально, в зависимости от особенностей строения россыпей. Учитывая струйчатое распределение алмазов в алювиальных образованиях и приуроченность их к приплотниковой части, предпочтительна проходка шурфов глубиной до 20 м, достигающих коренных пород. При этом опробование оказывается достоверным и представительным. Обращается внимание на возможность обнаружения кимберлитов в коренном залегании. Первичные осадочные коллекторы указывают на близость кимберлитовых тел. Цоколем являются кимберлитовые трубки, непосредственно из которых происходит поступление алмазов. При оценке

россыпей наиболее перспективны участки, связанные с краевыми частями зон максимальных размывов, нижние и верхние части перекатов, центральные части плёсовых лощин [23]. Немаловажным благоприятным фактором, учитываемым при поисках россыпей, является грубообломочный (олигомиктовый или мономиктовый) состав осадков, локализующихся среди карбонатных пород субстрата.

При поисках россыпей геохимическое опробование рыхлых образований проводят в пределах зрелых речных долин, где выявление минерализации шлиховым методом затруднено.

Особенности поисков кимберлитовых трубок в условиях, неблагоприятных для образования открытых вторичных ореолов. При наличии закрытых и полузакрытых ореолов осуществляют комплексование съемок по потокам рассеяния с геофизическими исследованиями, отбором проб из буровых скважин и горных выработок.

Ложные (смешанные) ореолы веерообразной формы, удаленные от коренных источников, образуются при развитии процессов солифлюкции; наблюдается перемещение и экранирование ореолов в зависимости от экспозиции склонов, их крутизны и состава рыхлых образований. Перед проведением литогеохимической съемки в таких районах проводятся анализ карт четвертичных отложений и дешифрирование аэрофотоснимков, позволяющие провести районирование территории по условиям проведения поисковых работ. Осуществляются опытные работы по выбору оптимальных глубин пробоотбора, превышающих мощности солифлюкционных образований. В качестве мест пробоотбора используются пятна-медальоны, позволяющие вести поиски на уровне представительного горизонта при минимальной глубине; густота распространения форм мерзлотного микро рельефа обычно удовлетворяет поисковой сети масштаба 1 : 1000. Признаками близости коренных выходов кимберлитовых тел являются наличие охристого подгоризонта в почвенном профиле и увеличение мощности деятельного слоя.

Поиски кимберлитов в районах с развитой корой выветривания обычными минералогическими методами затруднены в связи с интенсивным изменением минералов (магнетита, пиропы). В этих условиях необходимо изучать состав глин (содержание элементов группы железа, бора, фтора и ртути). При поисках кимберлитов, выполненных в верхней части туфогенно-осадочными образованиями, необходимо геохимическое опробование керн буровых скважин для выявления элементов-индикаторов, характерных для кимберлитов, а также проведения гравиметрической съемки. Проведение литохимической съемки при локализации кимберлитов в траппах и известняках различно. В этих условиях индикаторами кимберлитовых тел являются мультипликативные показатели $Cr \cdot Ni / Ga$ в зонах развития карбонатных пород и $\frac{Cr \cdot Ni \cdot Mn}{V \cdot Cu \cdot Ga}$ вблизи пород трапповой формации (рис. 3). В кимберлитах содержание Cr, Ni, Nb в 1,5—3 раза больше, нежели в траппах и терригенных

образованиях. Совмещение магнитных и геохимических аномалий позволяет уверенно рекомендовать их для проверки горно-буровыми работами. Использование мультипликативных характеристик позволяет оценить кимберлитовую природу литохимических аномалий в условиях непосредственной близости от трубок пластовых интрузий или даже частичного перекрытия последними. Кроме того, ореолы, связанные с кимберлитами, отличаются от аномалий,

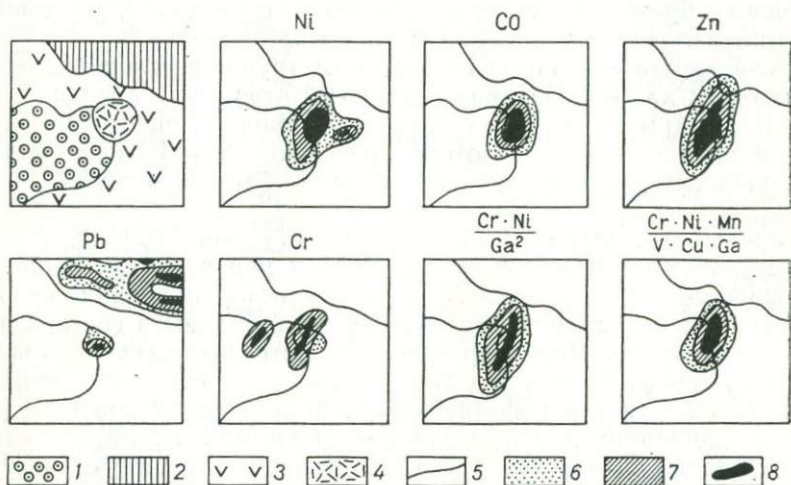


Рис. 3. Вторичные ореолы рассеяния элементов-индикаторов вокруг кимберлитовой трубки [43]:

1 — терригенные образования; 2 — карбонатно-терригенные породы; 3 — траппы; 4 — кимберлитовые породы; 5 — геологические границы; 6 — геохимические аномалии слабой контрастности; 7 — геохимические аномалии средней контрастности; 8 — сильноконтрастные геохимические аномалии

связанных с основными породами, повышенными концентрациями Nb, Zr редкоземельных элементов и величиной Ni/Co, а щелочно-ультраосновных образований — сокращенным набором элементов-индикаторов и отсутствием радиометрических аномалий. Учитываются следующие признаки аномалий, обусловленных выходами кимберлитов: высокая контрастность, наличие пространственной совмещенности элементов-индикаторов, увеличение их содержаний с глубиной. В том случае, когда кимберлитовые трубки перекрыты траппами и верхнепалеозойскими и мезозойскими осадочными образованиями, необходимо проводить шливовое опробование, проходить шурфы и бурить скважины сначала по речным долинам вдоль выходов этих пород через 500 м, а затем в зонах развития этих отложений [47]. Опробованию подвергаются базальные горизонты верхнепалеозойских образований и коры выветривания пород нижнего палеозоя. Для надежности опробования целесообразна проходка шурфов сечением 4 м², глубиной до 30 м. Этим обеспечиваются извлечение и анализ достаточного числа минера-

лов-спутников алмазов. При наличии предпосылок для обнаружения кимберлитовых тел под траппами проходятся буровые скважины [47].

На территориях, покрытых принесенными издалека отложениями (ледниковыми, аллювиальными), на болотистых площадях и в районах с закрытыми дефлюкционными ореолами, применяют биогеохимические методы поисков. Они могут дополнять геохимические методы, особенно в зимнее время, когда проведение литохимической съемки исключено. Пробы растительности отбирают по квадратной сетке 40×40 м. При локализации кимберлитовых тел на глубине, но в пределах зоны аэрации и стока подземных вод для поисков коренных месторождений необходимо применять гидрохимический метод поисков. Основную роль он может играть на площадях, покрытых переотложенными рыхлыми образованиями, а также для выявления кимберлитовых тел в зонах развития трапповых интрузий, где применение геофизических методов затруднено.

В результате геохимических поисков и выявления аномалий по потокам рассеяния выделяются участки, на которых проводится металлотрическая съемка. На стадиях рекогносцировочных мелкокомасштабных поисков опробование по вторичным ореолам необходимо применять в случае, когда гидросеть не позволяет проводить эти исследования. Особое внимание при гидрохимических поисках уделяется отбору проб в устьевой части мелких ручьев. Анализ вод проводится в полевой обстановке. В случае обнаружения аномалий цинка, никеля, меди, кобальта в воде одного из притоков поиски продолжаются в его окружении. Разбраковка гидрохимических аномалий проводится с применением нормированных оценок содержаний компонентов.

Признаки алмазоносности кимберлитов. В результате проведения поисковых работ, включающих шлиховое опробование, литохимическую съемку по вторичным ореолам и потокам рассеяния, могут быть обнаружены коренные выходы кимберлитовых тел или родственных им пород. К последним относятся пикритовые порфириды, меймечиты, не содержащие включений глубинных пирропосодержащих пород, их минералов и алмазов. Известно, что основными источниками алмазов являются кимберлиты. До недавнего времени все порфиоровые ультраосновные породы, выполняющие трубки взрыва, считались кимберлитами и поэтому они подвергались дорогостоящему опробованию с целью выявления алмазов.

Различия названных типов кимберлитов видны из табл. 2. Кимберлиты отличаются от близких к ним пород меньшим содержанием кремнезема, глинозема, окисного и закисного железа и окиси натрия.

Как видно из табл. 2, пикритовые порфириды выходят за пределы границы семейства кимберлитов, за исключением пород ингилийского комплекса.

Существенные отличия устанавливаются также для меймечитов, которые беднее кимберлитов щелочами, кальцием, углекисло-

той, но богаче их железом, алюминием, титаном, хромом, т. е. теми элементами, которые входят в состав их основной массы.

По петрохимическим параметрам от кимберлитов отличаются трубки взрыва траппового состава, приуроченные к системе глубинных разломов. Траппы характеризуются пониженным количеством SiO_2 , повышенным содержанием суммы щелочей, а также магния, титана и фосфора. Кимберлиты отличаются от сходных с ними пород по составу элементов-примесей (рис. 4).

Таблица 2

Химический состав кимберлитов и пикритовых порфиров, % [36]

Оксиды	Границы семейства кимберлитов	Комплексы пикритовых порфиров		
		зминский	инглийский	чапский
SiO_2	19,76—37,44	$37,5 \pm 0,00$	$29,74 \pm 1,44$	$31,23 \pm 0,87$
TiO_2	0,24—5,37	$1,06 \pm 0,13$	$5,33 \pm 0,35$	$2,80 \pm 0,26$
Al_2O_3	1,33—7,77	$8,02 \pm 0,07$	$5,53 \pm 0,29$	$9,00 \pm 0,74$
$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$	3,88—14,08	$11,37 \pm 0,19$	$14,74 \pm 0,52$	$15,74 \pm 3,09$
MgO	14,00—33,06	$18,25 \pm 0,28$	$10,06 \pm 1,01$	$10,32 \pm 1,54$
Na_2O	0,00—0,81	$0,25 \pm 0,03$	$0,45 \pm 0,04$	$0,20 \pm 0,00$
K_2O	0,00—3,59	$1,82 \pm 0,30$	$1,04 \pm 0,10$	$0,71 \pm 0,17$

При обнаружении кимберлитов определяется возможная их продуктивность. Главным критерием алмазоносности кимберлитов является присутствие в них ассоциаций мантийных (внекимберлитовых) минералов алмаз-пироповой фации. Минералогические критерии алмазоносности кимберлитов разработаны Н. В. Соболевым и А. Д. Харьковским. Типы парагенезисов минералов, ассоциирующих с алмазами, приведены в работе [39]. Анализ собственных материалов и имеющихся данных по минеральному составу кимберлитов свидетельствует о том, что в условиях стабильной кристаллизации алмазов формируются гранаты, хромдиопсиды, хромшпинелиды, ильмениты с повышенным содержанием хрома. Названные минералы являются характерными спутниками алмазов. Гранаты делятся на [47]: 1) высокохромистые и малокальциевые с кноррингитовым компонентом; 2) высокохромистые и высококальциевые уваровит-пиропового состава, формирующиеся при более низких термодинамических параметрах, чем гранаты первого типа; 3) с относительно низким содержанием хрома, умеренным кальция и повышенным железом. Гранаты, относящиеся к первой и второй группам, встречаются в высокоалмазных трубках и формируются в условиях, благоприятных для образования алмазов. Низкое содержание кальция в гранатах типично для парагенезисов, образованных при ранних этапах перекристаллизации, — оливин-гранатового состава без клинопироксена [47]. Наблюдается прямая корреляционная зависимость между содержанием хрома, магния и кальция. Магниевого разновидности содержат до 19%

Cr_2O_3 , а CaO от 0,6 до 7%. В концентратах алмазоносных кимберлитовых трубок гранаты характеризуются повышенным содержанием хрома, а количество кноррингитового компонента в них достигает 40%. Для гранатов типична примесь натрия (от 0,1 до

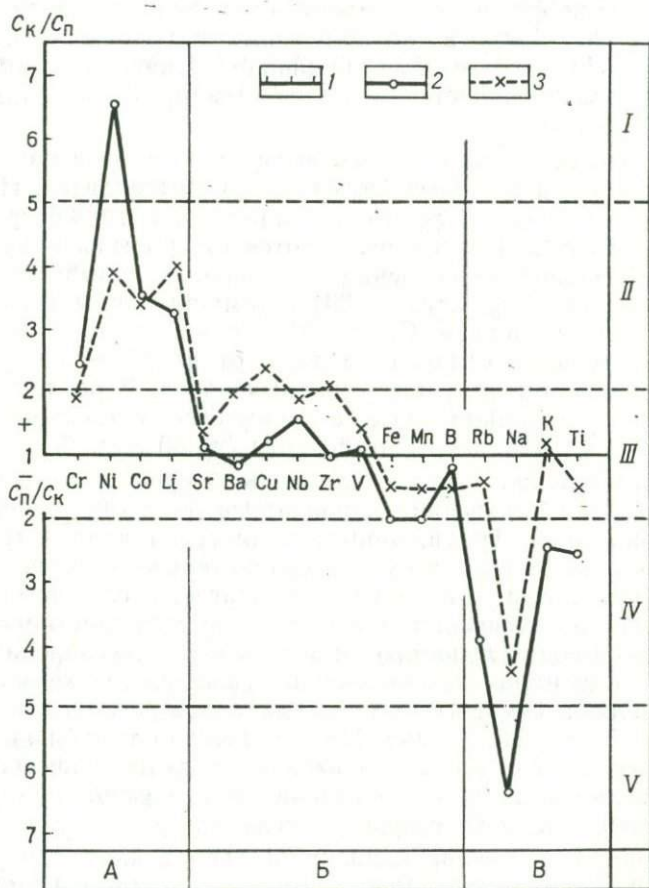


Рис. 4. Изменение степени накопления элементов в кимберлитах (C_k) по отношению к содержанию в пикритах (C_p) [18]:

Концентрации элементов: 1 — в пикрите (принятой за единицу); 2 — в алмазоносных кимберлитах; 3 — в неалмазоносных кимберлитах. А — элементы кимберлитовой магмы; Б — элементы обеих магм; В — элементы пикритовых магм. Изменение концентраций: I — существенное накопление в кимберлитах; II — фракционирование в кимберлитах; III — без изменений; IV — фракционирование в пикритах; V — существенное накопление в пикритах

0,25 вес. %). Наряду с обедненными кальцием гранатами пиропальмадинового ряда в виде включений в алмазах установлены хромовые пиропы. Включения гранатов из алмаза одной из трубок характеризуются высоким содержанием (до 36%) кальциевого компонента. Они содержат, %: пироп 57,1, алмадин 5,8, спессартин

0,6, гроссуляр 7,0, андрадит 5,9, уваровит 23,6, а отношение $\text{Cr}/\text{Cr}+\text{Al}$ достигает 25 [39].

Типоморфным признаком гранатов является их окраска, интенсивность которой обусловлена различными концентрациями в них кноррингитового компонента. В разновидностях от светло-оранжевого до темно-фиолетового цвета содержание Cr_2O_3 увеличивается от 0,2 до 13,0%, в светло-розовых и красных — $<2,5\%$, а $\text{TiO}_2 > 0,5\%$. Наличие зеленых индивидов (уваровиты, обогащенные кальцием) не является обязательным признаком алмазности кимберлитов.

Хромшпинелиды часто встречаются в кимберлитовых телах. Содержание их низкое (до 0,5% от массы кимберлита). Наблюдаются в виде твердых включений в алмазах, а также сростков с агрегатами алмаза. Первые отличаются от сростков меньшей железистостью. Общей их особенностью является повышенное содержание хрома (до 62% Cr_2O_3) [39]. Хромшпинелиды характеризуются высоким значением $\text{Cr}/\text{Cr}+\text{Al}$, пониженным содержанием TiO_2 , Al_2O_3 и четко отличаются даже от наиболее богатых хромом разновидностей из ультраосновных пород. В последних устанавливаются хромшпинелиды с примесью ульвёшпинели (до 28 мол. %) и магнетитового компонента (до 30 мол. %).

Для определения состава единичных зерен хромшпинелидов применяются рентгеновский микроанализатор, а также инфракрасная спектроскопия. Традиционный химический анализ трудоемок и для его проведения требуется сравнительно большое количество вещества, которым не всегда располагает исследователь. Применение ИК-спектроскопии отличается достаточной простотой и высокой производительностью; метод основан на линейной зависимости между параметрами элементарной ячейки хромшпинелидов и величиной смещения максимума полос поглощения в области 685—617 см^{-1} . По данным ИК-спектроскопии наблюдается отчетливо выраженное смещение названной диагностической полосы поглощения в длинноволновую область спектра при увеличении концентрации Cr_2O_3 в хромшпинелидах.

Особенностями состава клинопироксенов в кимберлитах являются существенная структурная примесь калия (до 0,4—0,8 вес. % K_2O), повышенная роль Al^{VI} в алмазсодержащих парагенезисах и ассоциациях высоких давлений [39]. В некоторых трубках обнаружены богатые хромом клинопироксены с содержанием NaCr_2O_6 до 44%, что возможно при высоких давлениях. Ортопироксены представлены преимущественно энстатитами (f 5—15%), содержащими примеси алюминия и хрома. Включения энстатита в алмазах содержат больше хрома, меньше алюминия и кальция, чем перидотитовые включения в кимберлитах; в энстатитах глубинных парагенезисов установлена примесь Na_2O (до 0,3%).

Ильмениты относятся к промежуточным образованиям в ряду ильменит—гейкилит с $f=50\div 75\%$; минералы содержат до 40% Fe_2O_3 и 10% Cr_2O_3 , а также 1,5% Al_2O_3 [39]. Отмечаются широ-

кие вариации составов пикроильменитов. Ильменит, встреченный в виде включений в алмазах, характеризуется крайне низким содержанием Fe^{3+} и MgO (0,11—0,14%). Повышенное содержание марганца в пикроильменитах свидетельствует о неалмазоносности кимберлитов [23].

Обогащенность хромом гранатов, клинопироксенитов, хромшпинелидов, ильменитов связана с тем, что низкоокисленные состояния хрома являются стабильными в условиях высоких давлений и температур верхней мантии. Обогащение хромом минералов ран-

Таблица 3

Характеристика цирконов кимберлитов [50]

Показатели	Кимберлиты	
	алмазоносные	неалмазоносные
Форма	Округлые зерна	Идиоморфные зерна
Спайность	Развита	Отсутствует
Nf/Zr	38,2	53,3
Содержание урана, %	Среднее $16,5 \cdot 10^{-4}$	Среднее $213 \cdot 10^{-4}$
Корочки	Присутствуют	Отсутствуют
Жидкие включения	То же	То же
Твердые включения	Минералы кимберлитов	Трубчатые включения

них фаз формирования связано также с эффектом кристаллического поля. Данные экспериментов подтверждают предположение об увеличении роли хрома с повышением давления и о принадлежности высокохромистых минералов к наиболее глубоким частям верхней мантии.

Характерным аксессуарным минералом кимберлитов является циркон, содержание которого в среднем составляет 1 г/т. Сравнительная характеристика цирконов Танзании и ЮАР приведена в табл. 3.

Методика оценки алмазоносности кимберлитов. Выявленные в процессе поисков кимберлитовые тела разбраковываются на основе общегеологических и петрогеохимических материалов, а затем наиболее перспективные изучаются минералогическими методами. При этом исследуются размещение и фациальные особенности кимберлитов. Наиболее благоприятны для обнаружения коренных месторождений трубки, располагающиеся в центральных частях провинций и характеризующиеся низкой щелочностью и железистостью, но повышенным содержанием никеля, хрома, магния. Основными факторами, определяющими вероятность присутствия в кимберлитах алмазов, являются наличие мантийного материала, вынесенного кимберлитами в трубке, а также минералов и ксенолитов фации алмазоносных пироповых перидотитов. Минералогиче-

ческий анализ проб-протолок позволяет проводить разбраковку кимберлитов и выделять из общей массы трубок те, в которых содержатся алмазы. Обычно из горных выработок отбираются пробы массой 300—400 кг по сетке 20×20 м. В пробу поступает материал из всех разновидностей и зон кимберлитов. Одновременно отбираются штучные пробы с целью определения ксенолитов для правильного расчета числа минеральных фаз. При этом получают более достоверные данные о минеральном составе кимберлитовых пород. Дробление проб и извлечение алмазов проводятся в два этапа: 1) стадийное дробление с просеиванием после каждой стадии и выделением следующих классов: —20+8, —8+4, —4+2, —2+0 мм; 2) дробление до 1 мм и обогащение на концентрационном столе. Из обогащенных концентратов отбираются представительные пробы на минералогический анализ. При таком методе предварительной оценки степени алмазоносности трубок необходимо опробовать значительное количество горной массы. Однако объем проб должен обеспечить извлечение не менее 100 зерен минералов-спутников. Для этого достаточно проводить дробление проб массой 5—10 кг и выделять монофракции гранатов, хромшпинелидов, цирконов. Различия в видовом и химическом составе минералов-спутников служат критерием для установления продуктивности кимберлитов. В качестве минералогического критерия алмазоносности используются типоморфные особенности гранатов. Из концентратов кимберлитовых трубок отбирается около 100 зерен граната [47]. Определяются показатели преломления их и параметры элементарной ячейки. Благоприятным признаком алмазоносности кимберлитов является присутствие в них гранатов с показателями преломления, колеблющимися в интервале 1,7720—1,8002, параметрами элементарной ячейки $11606 \cdot 10^{-4}$ — $11678 \cdot 10^{-4}$ см, наличием разновидностей с фиолетовой окраской без признаков дихроизма, величиной $Cg/Cg+Al$ равной 25, и содержанием Cr_2O_3 от 6 до 16 вес. %. Высокое содержание Cr_2O_3 характерно для хромшпинелидов алмазоносных кимберлитов. По данным ИК-спектроскопии отбраковывают хромиты алмазной ассоциации от хромшпинелидов иных парагенезисов. Благоприятным признаком, указывающим на алмазоносность кимберлитов, является развитие в них гранатов, обогащенных хромом, а неблагоприятным фактором — наличие минералов титановой группы. Оценку перспективности кимберлитовых тел можно производить путем вычисления показателя гранатизации хромовой и титановой групп минералов-спутников. Для этого по рекомендации В. С. Ровша определяется соотношение весовых количеств (в %) граната (gr), хромшпинелидов (xr), а также отношение титана в гранате и ильмените ($TiO_2 gr$) : ($TiO_2 il$) (табл. 4).

Наиболее перспективны те кимберлитовые тела, в которых наблюдаются повышенные концентрации минералов-спутников из хромовой группы с преобладанием ассоциаций, возникающих при высоких давлениях (пироп), и относительно небольшое количество хромшпинелидов.

Отметим, что определение степени алмазности кимберлитовых трубок при помощи минералого-геохимических критериев предполагает выделение из проб-протолочек пиропов и хромшпинелидов, обогащенных хромом. Элемент определяют на микроанализаторе или при помощи метода инфракрасной спектроскопии; при этом получают достоверные данные о степени алмазности кимберлитовых тел. Типоморфные особенности цирконов также

Таблица 4

Коэффициент гранатизации

Показатели	Степень алмазности различных районов				
	1	2	3	4	5
$\frac{gr \text{ (пироп)}}{TiO_2 gr / TiO_2 il} (10^{-4})$	4	4	9	190	55
	—	45	770	31	33

1, 2 — слабая алмазность;
3, 4, 5 — высокая алмазность.

можно использовать для оценки кимберлитовых тел и установления происхождения этих минералов. Высокоалмазные кимберлиты содержат цирконы, характеризующиеся наличием совершенной спайности, возникшей в результате тектонических подвижек, а также пониженным содержанием урана ($17 \cdot 10^{-4}\%$) и величиной Zr/Ni , равной 38 [50]. Особенно важным признаком высокоалмазных кимберлитов является присутствие в них цирконов, содержащих жидкие включения и белесые зоны, приуроченные к залеченным трещинам, а также характерные корочки, легко определяемые в полевой обстановке.

Таким образом, критерием алмазности кимберлитов является присутствие в них гранатов, обогащенных хромом, обедненных железом, титаном, клинопироксенов с высоким содержанием хрома, калия, натрия, хромдиоксидов с высокой хромистостью, цирконов с хорошо проявленной спайностью и содержащих жидкие включения. Минералогическим признаком докембрийских коренных источников является присутствие в них минералов бора, фосфора, фтора-флоренсита, горсейксита, турмалина и др.

Для повышения надежности выводов минералогические признаки глубинности кимберлитовых тел должны рассматриваться одновременно с характером распределения элементов. Для этих целей можно использовать диаграммы и графики (рис. 5—8) [8]. По этим графикам оцениваемые кимберлиты сравниваются с эталонными (алмазными, бедными и неалмазными). Минимальные содержания ведущих элементов Fe, Ti, Al типичны для кимберлитов алмазных полей, в средней части диаграмм располагаются точки, соответствующие неалмазным районам (за исключением соотношения Al—Ti), а наиболее высокие концен-

трации элементов характерны для пикритовых порфириров. Наиболее благоприятными интервалами содержаний Fe—K—Al—Ti, в пределах которых располагаются алмазоносные кимберлиты, являются, %: 6 Fe — 0,5 K; 1,8 Al — 0,5 K; 1,2 Ti — 0,5 K.

Важное значение для алмазов имеют оценка количественного содержания и определение их качества. Алмазы, не содержащие

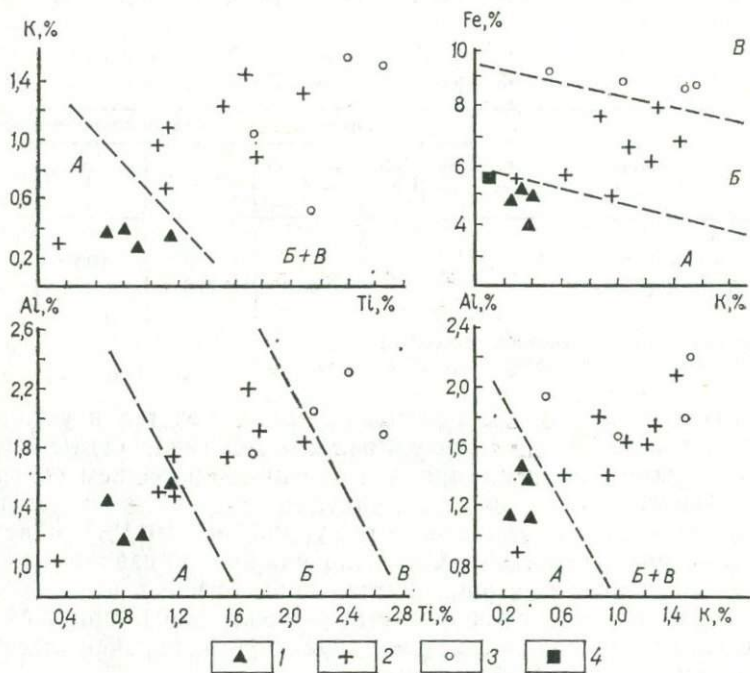


Рис. 5. Соотношение ведущих элементов в кимберлитах различных полей Сибири [8]:

1 — средние данные для алмазоносных кимберлитов; 2 — то же, для бедных алмазами и неалмазоносных кимберлитов; 3 — то же, для пикритовых порфириров; 4 — то же, для пиропового лердолита. А — поле алмазоносных кимберлитов; Б — поле бедных алмазами и неалмазоносных кимберлитов; В — поле пикритовых порфириров

азота (II тип), очень редки. Они кристаллизуются на большой глубине, в тех зонах мантии, где магма не обогащена летучими компонентами. Некоторые алмазы II типа служили ядрами для кристаллизации алмазов I типа. Отношение числа парамагнитных центров в бесцветных алмазах (принимаемых за эталон) к общему содержанию является величиной постоянной; по отклонению этой величины можно судить об изменении условий их образования.

«Безазотные» алмазы можно определять методом электронного парамагнитного резонанса или следующим простым способом: алмазы помещают на эмульсионной чувствительной к ультрафиолетовому излучению стороне фотопластинки, перпендикулярно к

которой направляют свет от кварцево-ртутного источника или спектрографа; по почернению фотопластинки фиксируются алмазы, содержащие азот.

Этапы и последовательность проведения поисковых работ. На первом этапе при геологических и поисковых работах в масштабе 1 : 200 000 проводятся аэромагнитная съемка и дешифрива-

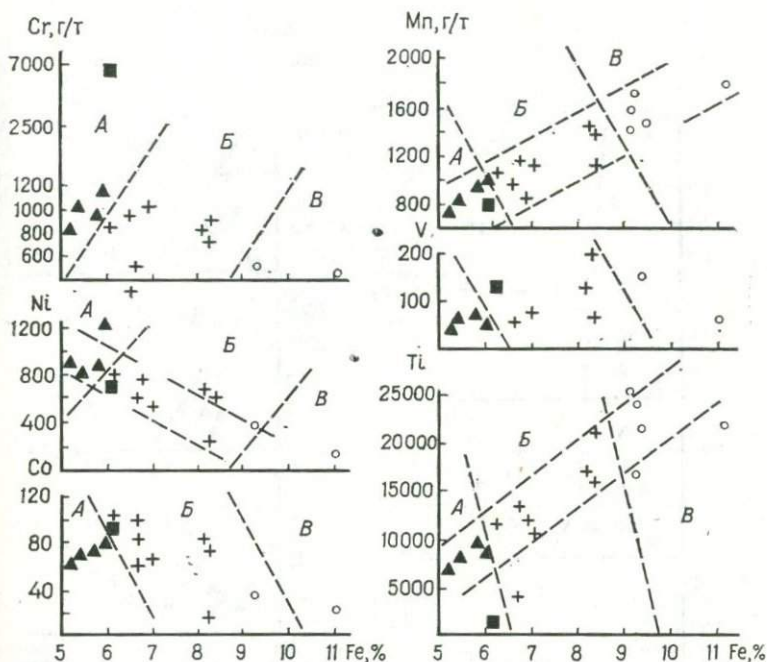


Рис. 6. Соотношение элементов группы железа в кимберлитах различных полей Сибири [8]. Условные обозначения см. на рис. 5.

ние аэрофотоснимков для выявления разломов и кимберлитовых тел. Проводятся опробование и поиски по речным потокам рассеяния. При этом обеспечивается быстрое опоскование территории при сравнительно небольших затратах. Присутствие алмаза, пирропа, хромшпинелидов в шлихах, увеличение размеров их зерен свидетельствуют о наличии на изучаемой территории алмазоносных тел. Вокруг аномалий, удаленных от траппов, проводится шлиховое опробование мелких ручьев. Для однозначного определения природы магнитных аномалий применяются электро-и гравиразведка.

На втором этапе поиски кимберлитов осуществляются на основе геологической съемки в масштабе 1 : 50 000, в комплексе со шлиховым опробованием, выявлением вторичных ореолов рассеяния элементов-индикаторов и геофизическими работами. Основная цель работ — выявление конкретных зон и площадей, перспек-

тивных для постановки поисково-разведочных работ на алмазы.

При поисково-съёмочных работах в первый полевой сезон проводятся шлиховое опробование аллювиальных и делювиальных отложений (переход от потоков к ореолам рассеяния), высокоточная аэромагнитная съёмка в масштабе 1 : 25 000.

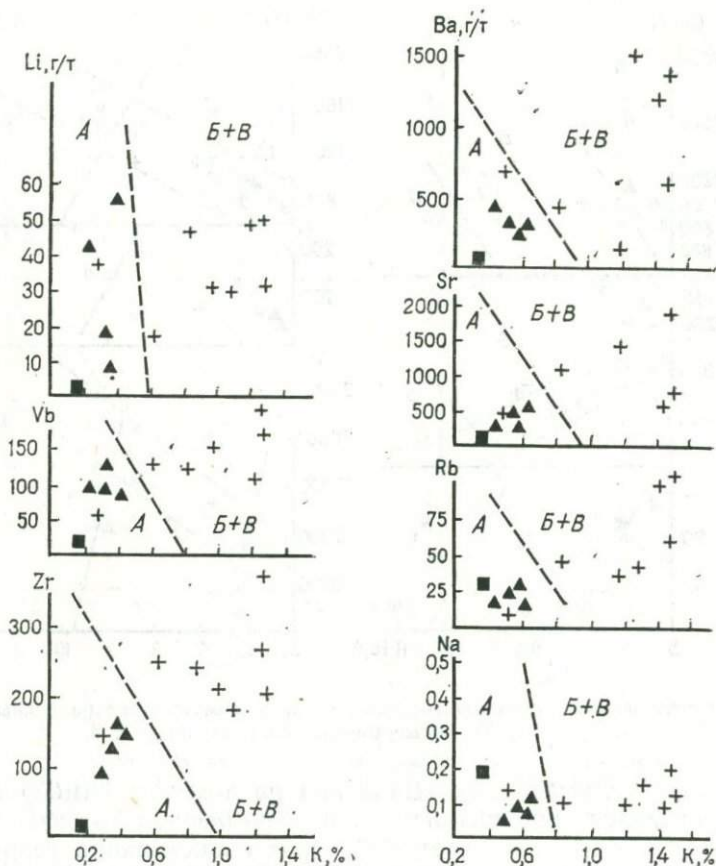


Рис. 7. Соотношение редких элементов в кимберлитах различных полей Якутии [8]. Условные обозначения см. на рис. 5

Во второй и третий полевые сезоны оконтуриваются участки развития кимберлитовых тел по данным литохимической съёмки и шлихового опробования отложений склонов и проводится наземная магнитная съёмка. В районах, где кимберлиты выходят на дневную поверхность или перекрыты рыхлыми образованиями небольшой мощности, магниторазведка применяется в комплексе с горно-буровыми работами. Завершает исследование оценка алмазоносности кимберлитов.

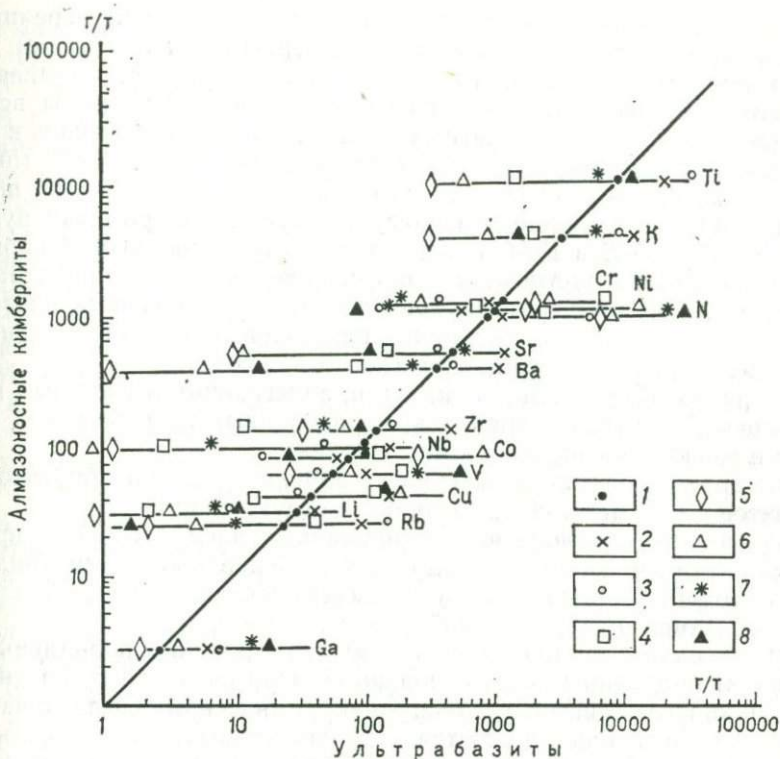


Рис. 8. Сопоставление геохимических особенностей пород мантийного генезиса [8]:

1 — алмазные кимберлиты; 2 — неалмазные кимберлиты; 3 — пикриты; 4 — пироповые перидотиты; 5 — геосинклинальные гардбургиты; 6 — хондриты; 7 — континентальные толенты; 8 — океанические толенты

Берилл, топаз

Берилл и топаз относятся к ограночным камням, которые широко используются в ювелирной промышленности (прозрачные, бесцветные или красиво окрашенные разновидности этих минералов). Известны следующие виды месторождений: а) пегматитовые; б) грейзеновые; в) гидротермальные. Наибольший промышленный интерес представляют пегматитовые месторождения, которые подразделяются на пять типов: 1) миароловые камерные микроклиновые пегматиты; 2) миароловые занорышевые микроклиновые пегматиты (Бразилия, Мадагаскар); 3) миароловые микроклиновые и микролин-альбитовые пегматиты, замещенные клевеландитом, лепидолитом (Бразилия); 4) мусковит-микроклиновые (берилл-мусковитовые) пегматиты; 5) бериллоносные мусковит-топаз-кварцевые грейзены. В результате разрушения коренных месторождений формируются россыпи, содержащие названные минералы.

Проявления берилла и топаза связаны с полнодифференцированными альбит-микроклиновыми камерными пегматитами. Берилл образуется в продуктах конечной стадии кристаллизации гранитов, особенно в пегматитовых расплавах. Минералы встречаются во всех типах гранитных пегматитов, кристаллизуясь в геофазы *D—E* (желтый и зеленый берилл, аквамарин), *F* (белый берилл, розовый воробьевит с примесью щелочей), черный шерл, синий индиголит, зеленый верделит, голубой или розовый рубеллит. В геофазы *E* и *F* образуется топаз (в мнуроловых микроклиновых пегматитах). Миграция, перераспределение и концентрация бериллия, бора обусловлены деятельностью фтороносных постмагматических газожидких и жидких растворов. Поисковыми признаками месторождений берилла и топаза являются:

1) развитие в районе пегматитов, залегающих в сложных многофазовых интрузивах гранитов, образованных на небольшой глубине и имеющих гипсабиссальный облик;

2) присутствие лейкократовых, алякитовых или биотитовых гранитов с крупно- и среднезернистой структурой;

3) развитие полнодифференцированных пегматитов с отчетливо проявленным кварцевым ядром, полевошпатовой, пегматоидной и аплитовой зон. Наличие у пегматитовых тел штокообразной, трубообразной и неправильной формы;

4) находки берилла, топаза и их обломков в элювиальных и элювиально-делювиальных отложениях. При разрушении коренных источников самоцветов устойчивые к химическому выветриванию берилл и топаз накапливаются в делювиальных и аллювиальных образованиях. Присутствие их в шлихах позволяет предположить существование близкого коренного источника, а по парагенным ассоциациям определить тип коренного месторождения.

Характерный ряд спутников берилла и топаза в пегматитах первого генетического типа — морион, дымчатый кварц, альбит (главные минералы), ильменит, циркон, флюорит, магнетит, пирит, турмалин, гранат, молибденит, касситерит, эпидот, апатит, фенакит, арсенопирит, колумбит. Элементами-индикаторами продуктивной минерализации выступают F, B, Cl, K, Na, Li, Rb, Cs.

Сопутствующие минералы пегматитов второго типа — морион, дымчатый кварц, микроклин, альбит (главные), мусковит, жильбертит, сподумен, турмалин, каолинит, апатит, колумбит, кордиерит, десмин, рутил, циркон, амазонит, гранат, монацит. В пегматитах этого типа микроклин преобладает над альбитом. Элементы-индикаторы минерализации: K, Na, Li, Rb, Cs, F, Be, B, P, Nb, Ta, Ti, Zr, Bi, Zn, Pb, Cu.

Наиболее типичными парагенными минеральными ассоциациями пегматитов третьего типа являются дымчатый кварц, микроклин, аквамарин, топаз, клевеландит, лепидолит, эльвантовые турмалины, мусковит, касситерит, колумбит, гранат. Элементы-индикаторы: F, Cl, K, Na, Li, Rb, Cs, B, Nb, Ta, Sn.

В бесполостных пегматитах четвертого типа сопутствующими минералами являются кварц, мусковит, цитрин, аметист, колум-

бит, монацит, альмандин-спессартин, ильменорутит, флюорит, апатит, турмалин. Элементы-индикаторы: F, B, K, Na, Li, Rb, Cs, P, Ti, Nb, Ta.

В грейзенах в ассоциации с топазом и бериллом отмечаются кварц, ферберит, касситерит, гематит, молибденит, арсенопирит, висмутин, флюорит, сидерофиллит. Элементами-индикаторами являются: Be, B, F, K, Na, Li, Rb, Cs, Cl, P, Sn, W, Mo, As, Bi, Cu, Pb, Zn. В гидротермальных (поствулканических) месторождениях совместно с бериллом и топазом отмечаются кальцит, флюорит, гранат, гематит. Элементы-индикаторы: F, B, Be, Cl, Hg.

Рассмотрим геохимические критерии поисков самоцветов применительно к каждому из типов месторождений.

Месторождения первого промышленно-генетического типа (полнодифференцированные альбит-микроклиновые миаролоносные камерные пегматиты). Благоприятной предпосылкой для применения геохимических методов при поисках зон с драгоценными камнями является обогащенность пегматитов бериллием, фтором, бором, литием, рубидием. Опытными-методическими работами доказана возможность применения гидрогеохимических, литогеохимических и декрептофонических методов для поисков пегматитов. Установлены гидрохимические ореолы фтора и бора в водах, распространяющихся в виде шлейфа по направлению водного потока от пегматитовых тел до 200 м.

Пегматиты сопровождаются также ореолом фтора, распространяющегося на расстояние до 5 м и более в различных направлениях от пегматита. Содержание фтора в ореоле 0,1—0,3%, контрастность 0,19. Конфигурация ореола в общем виде повторяет форму пегматита. Размеры ореолов пропаривания 10—40 м.

При анализе результатов поисковых и геологосъемочных работ намечают участки, перспективные на обнаружение топаза и берилла. При этом особое внимание уделяется исследованию петрохимических особенностей гранитов. Поисковым признаком на самоцветы являются следующие петрохимические особенности материнских гранитов: высокое содержание щелочных элементов (8,4—9,2%) с преобладанием калия над натрием, повышенное значение коэффициента апатитности (0,8—0,9), при содержании кремнезема 70% и более. По этим критериям можно выделять наиболее перспективные магматические комплексы из общей массы гранитоидных массивов.

В условиях плохой обнаженности целесообразно проводить литогеохимические исследования по сети 500×50 м (масштаб 1 : 50 000) и 100×20 (масштаб 1 : 10 000), ориентированной вкрест господствующего простирания рудоконтролирующих структур. В тех районах, где наблюдается смещение ореолов рассеяния или они имеют изометричные очертания маршруты целесообразно ориентировать таким образом, чтобы они пересекали возможные пути миграции элементов. При этом линии профилей проводятся параллельно изогипсам рельефа. При поисках глубокозалегающих пегматитовых тел рекомендуется опробовать водотоки с расходом

не более 0,2 м³/с (ручьи протяженностью не более 4 км) двумя—тремя пробами в устьевой, средней и нижней частях. Водные пробы отбирают в объеме 0,5 л. В них определяют фтор, бор и щелочные элементы непосредственно в полевой обстановке.

Опробование почв проводится по представительному горизонту (обычно А, или А₀) бороздой по всей мощности элювиально-делювиальных образований. На анализы (определение F, B, K, Na, Li, Rb, Cs, Be) направляется фракция 1 мм.

Надежная разбраковка ореолов осуществляется шлихо-геохимическими методами. Для этого из закопшек глубиной 0,5 м отбирают пробы массой 2 кг, состоящие из щебенисто-мелкозернистого материала. Из пробы отсеивают навески по 50 г на спектральный анализ; путем промывания на лотке отбирают пробу массой 10 г на минералогический анализ. Шлиховая фракция перед растриркой и сжиганием подвергается минералогическому изучению.

Участки, где наблюдается пространственное совпадение минералогических и геохимических ореолов, являются наиболее перспективными и подлежат детальному исследованию. Для выявления зон минерализации сгущают сеть поисковых маршрутов (при этом учитывается, что размеры пегматитовых тел обычно составляют 100×10 и 80×5 м), проходят легкие горные выработки. Обнаруженные полости с самоцветами выбирают полностью, пробы документируют и направляют в лабораторию на заключение о качестве сырья. В ходе разведочных работ изучаются первичные ореолы элементов. На стадии детальных поисково-разведочных работ особое внимание обращают на геохимическое изучение нижних интервалов скважин с целью выявления аномалий глубокозалегающих жильных тел. При проходке горных выработок аналогично должны исследоваться вмещающие породы. В однородной вмещающей среде, где маркирующими горизонтами могут быть лишь сами пегматиты, эндогенные ореолы являются наиболее надежными поисковыми признаками жил, особенно в условиях тектонической раздробленности массивов. Геохимические пробы отбирают по линии профиля (коренные породы на поверхности, стенки горных выработок, керн буровых скважин) с интервалом 3—5 м. С интервала опробования в одну пробу объединяют 5—6 мелких сколков пород по 3—4 см² каждый в поперечнике. Пробы дробят на щековой дробилке до 1 мм. Эту фракцию отбирают на декрепитационный анализ. Часть материала после дробления и квартования подвергают истиранию и передают на анализ. Пробы анализируют на широкий круг элементов (F, B, K, Na, Li, Rb, Cs, Y, Yb). Для увеличения контрастности эндогенных аномалий и получения более объективной информации проводятся построение мультипликативных ореолов (Na·K·Li·Rb), декрепитационный анализ проб коренных пород для выявления ореолов пропаривания.

Исучается минералого-геохимическая зональность. Благоприятным поисковым признаком при этом является следующая зональ-

ность (от периферии к центру): а) зона графического пегматита, б) зона пегматоидного и блокового пегматита; в) кварцевое ядро; г) область свободного роста. Минералого-геохимическими признаками для поисков зон с драгоценными камнями являются: присутствие крупночешуйчатого мусковита в крупнокристаллическом пегматите осевых частей с биотитом в периферических частях тела; развитие процессов альбитизации, наличие псевдоморфоз альбита по микроклину; повышенные концентрации в пегматитах флюорита, граната, мусковита, гидрослюд, а также бериллия, фтора, бора, лития, рубидия. Необходимо учитывать, что в непосредственной близости от гнезд отмечаются отрицательные и положительные аномалии фтора, натрия, а от периферии к центру пегматитов мусковит обогащается литием.

Комплексное использование минералогических, геохимических и геофизических методов (радиоволновое просвечивание) позволяет надежно выявлять пегматитовые тела и корректировать направление разведочных работ.

Аналогичная методика геохимических исследований может применяться на пегматитовых или грейзеново-жильных полях других генетических типов. Некоторые методические особенности этих работ излагаются ниже.

Месторождения второго генетического типа (зональные альбит-микроклиновые и альбит-амазонит-микроклиновые миаролоносные пегматиты). Петрохимическими особенностями гранитов, с которыми связаны пегматиты, являются: повышенное содержание кремнезема (около 70%), умеренное содержание глинозема (около 14%), относительно высокая щелочность (сумма щелочей составляет около 8%) с незначительным преобладанием калия над натрием и средним значением коэффициента алкаитности (около 0,75).

Зональные пегматитовые жилы, содержащие самоцветы, формируются в спокойной тектонической обстановке в надынtrizивных зонах и залегают в обогащенных слюдами породах. Присутствие амазонита является косвенным показателем наличия ювелирного топаза, а присутствие розового кварца в ядре указывает на возможность обнаружения берилла. Безрудные микроклиновые и плагиоклаз-микроклиновые пегматиты, не содержащие миароловых пустот, отличаются от пегматитов с драгоценными камнями значительно меньшим содержанием редких щелочных элементов и высокими значениями K/Rb, сближающими эти пегматиты с материнскими гранитами.

В калишпатах из магматических пегматитов, кристаллизующихся в условиях незначительного перепада температур и давлений при отсутствии экранов для накопления летучих компонентов, устанавливаются следующие колебания содержаний элементов (в г/т) [42]: лития 14—22 (при среднем 18 ± 3), рубидия 260—620 (при среднем 526 ± 55) и цезия 11—30 (при среднем 26 ± 4). Соответственно значения K/Rb и Rb/Cs изменяются незначительно, дисперсии характеризуются низкими величинами. Миа-

роловые пустоты с самоцветами в таких жилах отсутствуют. В калишпатах из пегматитов в процессе автометасоматической переработки происходят увеличение концентраций рубидия (до 950 г/г) и цезия (до 60 г/г) и уменьшение значений K/Rb и Rb/Cs . В висячем боку жил образуются миаролы с рубеллитом, лепидолитом, флюоритом.

Геохимические особенности пегматитов с драгоценными камнями обусловлены постмагматическими процессами. Образование миарол происходит под действием растворов, более обогащенных Rb , Li , Cs , чем калием.

В жилах с наложенными метасоматическими процессами дисперсии содержаний Li , Rb и Cs резко возрастают, а величины K/Rb и Rb/Cs испытывают большие колебания по сравнению с первично-магматическими телами. Наложение на первичные минеральные парагенезисы нескольких последовательных стадий метасоматического минералообразования усиливает контрастность распределения элементов. Повышается также средний уровень содержания редких элементов в калишпатах.

Накопление рубидия и цезия относительно калия происходит также в биотитах и мусковитах из пегматитов в позднюю стадию постмагматического процесса. Величина K/Rb уменьшается в последовательности — лепидолит-рубелитовые, мусковит-берилл-топазовые, мусковит-верделитовые пегматиты. При поисково-оценочных работах критерием наличия миарол являются параметры распределения редких щелочных элементов в калиевых полевых шпатах, мусковитах, биотитах. Основным показателем продуктивности пегматитов является дисперсия содержаний элементов, определяющаяся характером и интенсивностью постмагматического минералообразования в пегматитах (геохимический фактор). В качестве наиболее эффективных индикаторов при оценке пегматитов на драгоценные камни используют величины K/Rb , K/Cs и Rb/Cs .

Месторождения третьего генетического типа (зональные микроклин-альбитовые со сподуменом миаролоносные пегматиты с интенсивным развитием лепидолит-клевеландитового комплекса). Многие петрохимические и минералого-геохимические критерии поисков месторождений этого типа те же, что и для объектов второго типа. Миаролоносные пегматиты с широким развитием литевой минерализации локализуются в породах, обогащенных магнием и железом, — ультрабазитах, базитах, амфиболитах. Для миаролоносных зональных редкометалльных пегматитов характерно развитие лепидолит-клевеландитового замещения с развитием цветных турмалинов.

Месторождения четвертого генетического типа (бериллоносные мусковит-микроклиновые пегматиты без миароловых пустот). Рассматриваемые месторождения сходны по геохимическим условиям образования со слюдоносными пегматитами и поэтому детально не рассматриваются. Перспективными на ювелирный берилл являются пегматиты мусковитового состава (крупные

пластины зеленого мусковита) с таблитчатым и лейстовым альбитом.

Месторождения пятого генетического типа (бериллоносные мусковит-топаз-кварцевые грейзеновые). Для экзоконтактовых зон грейзеновых массивов характерно образование мощных ореолов роговиков, в которых отмечаются повышенные концентрации Sn, W, Be, F. Граниты, с которыми связаны грейзены, отличаются высоким содержанием кремнезема и щелочей. Характерной особенностью продуктивных зон является присутствие в них глинисто-сланцевой массы, в которой концентрируются кристаллы топаза, берилла.

Изумруд

Изумруд — темно-зеленая хромсодержащая разновидность берилла — относится к группе драгоценных камней первого класса. Принадлежит к трем генетическим типам: 1) пегматитовому (миацроловые микроклиновые пегматиты); 2) пневматолит-гидротермальному (сланцевые грейзены); 3) гидротермальному (телетермальные кальцитовые и пирит-альбитовые жилы).

Месторождения, связанные с пегматитами, залегающие в основных и ультраосновных породах, имеют небольшие размеры. Высококачественный ювелирный изумруд в них встречается очень редко (США, Норвегия). Месторождения второго типа являются важнейшим источником ювелирных разновидностей изумрудов; локализуются в гипербазитах, диоритах, в флогопитовых слюдитах, генетически связанных с кислыми и ультракислыми гранитами. Формирование этих месторождений обусловлено пневматолитогидротермальными процессами в ультрабазитах в результате которых образовались мощные флогопитовые и биотитовые оторочки вдоль зальбандов кварц-плагиоклазовых жил.

Наиболее благоприятные условия для образования изумрудов появились в результате воздействия агрессивных бериллийсодержащих компонентов гранитных расплавов, обогащенных фтором, хлором, бором на хромсодержащие гипербазиты (до 0,15% Cr_2O_3). Слюдиты, концентрирующие хромсодержащие разновидности берилла, ассоциируют с пегматитами, альбититами, кварц-полевошпатовыми и кварцевыми жилами. Изумрудная минерализация, локализуемая только в слюдитах, образовалась в последнюю стадию после образования флогопита. На месторождениях изумруда слюдитового типа отчетливо прослеживается многоэтапность образования минеральных фаз. В первый этап происходило внедрение пегматитовых жил, сопровождавшихся очень слабым проявлением гидротермальных изменений. Во второй, собственно продуктивный, этап при повторных тектонических движениях происходило формирование изумрудоносных образований, связанных с воздействием на породы субстрата и пегматитовые жилы минералообразующих растворов, сопровождавшееся образованием флогопит-биотитовых слюдитов. Из глубины приносились Cl, F, CO_2 ,

H₂O, Hg, основная масса слюдитовых образований заимствована из вмещающих пород. В третий, гидротермальный, этап на ранней стадии образовывались мусковит-флюоритовые и мусковит-альбитовые жилы, а на поздней стадии формировались кварцевые и кварц-сульфидные жилы с кальцитом и цеолиты.

Телетермальные месторождения связаны с кварцевыми, кальцитовыми и альбитовыми жилами, залегающими в сланцах, алевролитах, известняках. Авторы полагают, что основная масса щелочных и летучих компонентов, а также бериллий привносились из глубин. Воздействие агрессивных растворов на вмещающие породы приводило к мобилизации таких элементов, как Fe, Mg, Ca, Si, Cr, V, Sc. Минеральные парагенезисы изумрудоносных зон зависят от состава вмещающих пород.

Для поисков месторождений изумрудоносных пегматитов применяются следующие поисковые признаки:

- 1) наличие микроклиновых пегматитов и гранитов, залегающих в ультрабазитах и слюдистых сланцах;
- 2) обнажения пегматитов, содержащие миароловые, занорыши.

Для поисков месторождений берилловых (изумрудоносных) грейзенов поисковыми признаками являются:

- 1) пегматиты и жилы гранитов среди серпентинизированных ультрабазитов, а также на контакте последних с диоритами и амфиболитами;

- 2) наличие слюдитов, сопровождаемых пегматитами, альбититами, кварц-полевошпатовыми и кварцевыми жилами;

- 3) непосредственные находки слюдитов;

для поисков телетермальных месторождений:

- 1) присутствие сланцев и полевошпатовых песчаников в контакте с кварц-кальцитовыми и альбитовыми жилами карбонатных пород;

- 2) непосредственные находки кальцитовых, доломит-кальцитовых и пирит-альбитовых жил, образующих штокверки.

Минеральный состав изумрудоносных зон разнообразен. В эндогенных месторождениях пегматитового типа наиболее распространенными являются: микроклин, кварц, турмалин, биотит, альбит, берилл, каолин. Для пневматолит-гидротермального типа характерно разнообразие литолого-петрографического состава вмещающих пород (сланцы, амфиболиты, диориты, ультрабазиты) и соответственно минерального состава изумрудоносных зон: флогопит (биотит), апатит, александрит, турмалин, флюорит, хризоберилл, топаз, гранат, мусковит, клиногумит, молибденит, халькопирит, пирит, цинвальдит, маргарит, роговая обманка, тремолит, тальк, хлорит, кальцит, цеолиты. Главная масса изумруда тяготеет к флогопитовой зоне. Флогопит из слюдитов содержит включения сфена, апатита, циркона, ильменита, рутила, пирротина. В изумрудных телах выделяются зеленые и серые слюдиты [11]. Последние являются более поздними образованиями и замещают зеленые слюдиты. Наиболее часто изумруды встречаются в серых слю-

дитах. Вокруг слюдитовых жил, залегающих в серпентинитах, развиваются зоны измененных пород — актинолитовая, актинолит-хлоритовая, хлоритовая и тальковая. В том случае когда слюдиты формируются по контакту серпентинизированных ультрабазитов с диоритами или амфиболовыми гнейсами, со стороны последних наблюдается только биотитизация; если вмещающими являются тремолитовые породы, то вокруг слюдитов развиваются флогопит-тремолитовые, тремолит-хлорит-тальковые и хлорит-тремолитовые зоны.

В водных вытяжках изумрудной зелени и берилла установлены (в экв. %): Na (54—64), K (24—31), Li (2—5), Mg (1,5—3), Cl (7—19), F (1—10), бикарбонат (62—92), сульфат-ион (до 8). В некоторых месторождениях (Родезия) изумруд связан с пегматитами, локализующимися в интенсивно измененных ультрабазитах. Пегматиты содержат лепидолит, сподумен, тантало-ниобаты. В качестве включений в изумрудах отмечается тремолит, гранат, гематит, магнетит, мусковит, биотит, лимонит, турмалин. Характерными спутниками изумруда телетермального класса являются: пирит, кальцит, доломит, арагонит, флюорит, барит, альбит, гётит, апатит, паризит, графит.

Приведенные данные, а также результаты изучения минерального состава слюдитовых зон показывают, что наиболее эффективными элементами-индикаторами изумрудноносной минерализации являются фтор, хлор, бор, бериллий, калий, натрий, рубидий, литий, хром, титан. Для месторождений первой генетической группы наиболее характерными элементами-индикаторами являются бор, фтор, бериллий, калий, натрий. Для объектов второй генетической группы устанавливаются элементы-примеси, для которых типичны эндогенный привнос (фтор, бериллий, бор, хлор, калий в пегматитовый и пневматолитовый этапы, ртуть, углекислота в гидротермальный этап), а также перемещение по зонам (обеднение зон продуктивной минерализации пневматолитового этапа хромом, титаном, натрием, медью, ванадием при заимствовании их из вмещающих пород). На телетермальных месторождениях из глубин привносились фтор, сера, углекислота, натрий, бериллий, а из вмещающих пород заимствовались кальций, железо, магний, хром, торий, ванадий, селен, медь, никель. Важнейшим элементом, определяющим окраску изумрудов, является хром, пределы содержания которого в слюдитах составляют 0,01—0,47%, причем наиболее высокие концентрации элемента характерны для магниезиальных разновидностей [11]. В существенно глиноземистых слюдитах наряду с хромом присутствует титан [11]. Наблюдаются корреляции между содержаниями: отрицательная (хром-титан, алюминий—железо) и положительная (кремний—магний). При калий-фтористом метасоматозе хром переходит в раствор, переносится с другими элементами, что приводит к образованию изумрудов. Таким образом, на проявлениях изумрудноносной минерализации как и на других типах гипогенных месторождений наблюдаются миграция и перераспределение элементов, что обуславливает возможность при-

менения геохимических методов при их поисках. Основой для применения геохимических поисков эндогенных изумрудоносных тел являются вторичные ореолы рассеяния названных элементов вокруг слюдитовых зон. К поисковым предпосылкам, связанным с особенностями формирования изумрудоносной минерализации, следует отнести пониженные содержания хрома и титана в слюдах. Построение графиков распределения хрома по данным опробования рыхлых отложений и в результате профильных пересечений коренных пород показало, что слюдитовые зоны выявляются отрицательными аномалиями хрома. Последовательное понижение содержания хрома от вмещающих ультрабазитов к центральным зонам слюдитовых комплексов обусловлено выносом хрома. В этом же направлении наблюдается увеличение концентрации фтора и калия. Экспериментальными работами доказана возможность применения магнито-, электроразведки и нейтронного каротажа при поисках изумрудоносных зон.

Геохимические методы в настоящее время наиболее широко применяются на стадии разведки изумрудоносных зон. Эти методы позволяют выявлять не выходящие на поверхность продуктивные слепые тела, проводить оценку вертикальности зональности месторождений с целью выявления уровня эрозионного среза рудных тел и размера оруденения. Геохимические методы позволяют проводить разбраковку слюдитов на продуктивные и непродуктивные и тем самым сокращать объем дорогостоящего опробования.

Изумрудоносность слюдитов обусловлена сочетанием целого ряда взаимосвязанных факторов — температуры, кислотности-щелочности минералообразующих растворов, а также составом вмещающих пород, что проявляется в особенностях химического состава слюдитовых комплексов и количественного отношения таких элементов, как калий, натрий, хром, титан, фтор. Для образования слюдитов благоприятны следующие факторы: а) наличие вмещающих пород, обогащенных хромом (гипербазитов); б) повышенное содержание в минералообразующих флюидах калия и фтора, обуславливающих агрессивность растворов и заимствование Cr из пород субстрата; в) оптимальное отношение хрома к титану, так как при высоких концентрациях титана последний образует с хромом твердые минеральные фазы Cr_2TiO_5 и тем самым выводит хром из системы, препятствуя окрашиванию берилла. В процессе калий-фтористого метасоматоза ультрабазитов изменяются общая концентрация и соотношение между окисным и силикатным хромом в пользу последнего, причем в слюдитовой зоне весь хром — силикатный [11]. До последнего времени оценка продуктивности слюдитов в связи с неравномерным распределением изумрудной минерализации проводилась с помощью валового опробования. Из общей массы горных пород слюдиты извлекались вручную. При этом значительные объемы подземных горных выработок (до 70%) проходили в слюдах, не содержащих изумрудов.

Оценочные критерии на изумрудоносность по геохимическим признакам разрабатывались путем сопоставления химического состава слюд и слюдитов с данными валового опробования слюдитов [11]. Высокопродуктивные слюдиты содержат, %: $K_2O > 7,2$; $F > 2,8$; $0,2 < Na_2O < 0,05$; $TiO_2 < 0,15$; $0,8 < Cr_2O_3 < 4$. При низких концентрациях бериллия в системе ($< 0,01\%$) для образования изумрудов необходимы высокие концентрации фтора ($> 4\%$) [11].

Методика работ. В районах, где коренные породы перекрыты элювиально-делювиальными отложениями, для обнаружения и оконтуривания вторичных ореолов опробуют рыхлые образования по профилям, ориентированным вкост вероятного простирания рудоносных структур. Поиски по литогеохимическим ореолам рассеяния обычно проводят в пределах перспективных участков, выявленных в результате предшествующих геологосъемочных работ. На поисковом этапе работ в условиях полузакрытых районов на перспективных участках целесообразно применять площадное (в масштабе $1 : 50\,000$ и $1 : 10\,000$) геохимическое и минералогическое опробование рыхлых образований. При геохимических исследованиях пробы массой $200—300$ г отбирают из представительно-го для конкретных условий горизонта элювиально-делювиальных образований. Представительным считается горизонт, который по особенностям распределения элементов-индикаторов проявляет наиболее тесную корреляцию с аномалиями в коренных породах — первоисточником гипергенных аномалий. Мелкая фракция ($< 0,1$ мм) отобранных проб после истирания передается на анализ.

Выявление изумрудоносных тел геохимическими методами заключается в установлении аномалий калия, фтора, хлора, бериллия, бора развивающихся вокруг слюдитовых тел. Поиски последних затрудняются тем, что аналогичные аномалии могут быть обусловлены пегматитовыми жилами, дайками гранитов. При разбраковке аномалий необходимо использовать дополнительные геохимические и минералогические критерии:

- 1) наличие ореолов привноса и выноса хрома, титана и натрия, сочетание которых фиксирует эпицентры слюдитов;
- 2) присутствие прямых индикаторов изумрудоносности — бериллия, фтора, бора, хлора, связанных с пневматолитовым (продуктивным) этапом;
- 3) комплексность и контрастность аномалий, совмещение в пространстве ореолов различных элементов.

Весьма эффективно комплексное использование минералогических и геохимических методов. Хорошие результаты при поисках месторождений изумруда дает шлиховый метод. Применяя его, необходимо учитывать характер спутников изумруда, что может указывать на тип коренного месторождения. Благоприятными поисковыми предпосылками являются находки в шлихах изумруда, турмалина, апатита, берилла, топаза, флюорита, флогопита и литиевых слюд. В районах развития мощных рыхлых отложений

(десятки метров) шлиховые и геохимические пробы отбирают из буровых скважин, достигающих коренных пород. При выборе мест опробования необходимо учитывать геологические факторы. Пробы из делювиальных образований отбирают по поисковым линиям, которые располагают перпендикулярно к направлению предполагаемого потока рассеяния (по изогипсам вдоль склона). При этом расстояния между местами отбора проб по линиям принимают меньшие, чем между линиями. При пологом рельефе в районе исследования пробы отбирают по квадратной сети.

В открытых районах на этапе поисковых работ в пределах перспективных участков проводится площадное геохимическое опробование коренных пород по профилям, ориентированным вкрест простирания предполагаемых минерализованных зон. Сеть опробования 250×25 м (масштаб 1 : 25 000), 100×10 м (масштаб 1 : 10 000), в отдельных случаях 50×5 м (масштаб 1 : 5000). Отбор проб из коренных пород производится методом пунктирной борозды. Из интервала опробования (3—5 м) отбирают 5—6 сколков пород (через равные расстояния), которые объединяют в одну пробу массой 150—200 г. Встреченные по профилю пегматиты, слюдиты, зоны разломов опробуют отдельно. При смене пород интервал опробования изменяется. Каждая проба должна включать сколки только одной разности пород. Из этих пород рекомендуется отбирать пробы массой 5 кг, которые измельчают, а затем обогащают с целью изучения тяжелых минералов коренных пород. После дробления (до крупности 1 мм) материал пробы квартуют: одну половину хранят как дубликат, а вторую после истирания передают на анализ. Геохимические аномалии оконтуривают по величине минимально аномальных содержаний, рассчитанных с 5%-ным уровнем значимости (односторонний 2,5%); с целью усиления аномалий рекомендуется метод построения мультипликативных ореолов (Li·Rb·Cs). Последние характеризуются значительными размерами, равномерным распределением, отсутствием в пределах ореолов фоновых участков. Результаты площадного опробования коренных пород графически оформляются в виде геохимических карт (размещение аномалий). При интерпретации геохимических аномалий учитывают результаты минералогических исследований. В частности фиксируют показатели, рекомендуемые А. И. Шерстюком, — соотношение гипербазитов и диоритов (коэффициент Г/Д-1) и показатель разнородности, перемежаемости горных пород ($K_n = 0,3$), указывающий на присутствие изумрудоносных зон.

Для количественной оценки вертикальной зональности целесообразно рассчитывать показатели зональности и изменение мультипликативных показателей ореолов для следующих элементов: Ba, Sr, As, Sb, Hg, Ga, Cu, Co, V, B, F. Для надрудных зон характерны повышенные концентрации Ba, Sr, As, Sb, Hg, Ga, а для подрудных — Co, V, B, Ni, Cu.

Уровень эрозионного среза аномалий оценивается сравнением величин отношений средних содержаний и продуктивностей пар элементов с таковыми ореолов известных рудных тел.

После обнаружения слюдитов их разбраковывают на высоко-, слабо- и непродуктивные. Для выделения изумрудоносных зон из общей массы слюдитов могут применяться геохимические исследования.

Геохимические критерии обнаружения наиболее перспективных слюдитовых зон в пределах гипербазитов связаны с особенностями состава этих пород. При этом учитывают повышенное содержание

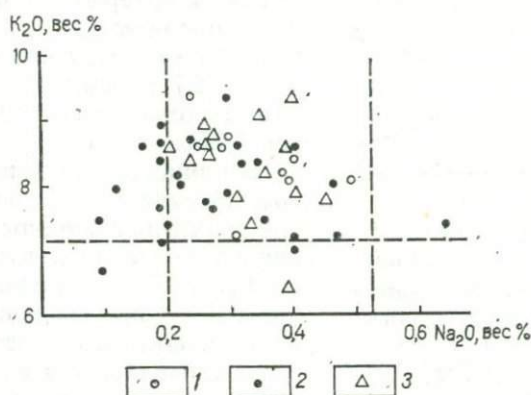


Рис. 9. График зависимости валового состава калия и натрия в слюдитах [19]: 1 — высокопродуктивные слюдиты; 2 — слюдиты, не охарактеризованные валовым опробованием; 3 — слабопродуктивные слюдиты

жание в них характерных (типоморфных) элементов: калия, рубидия, фтора, хлора, бериллия, бора.

Для оценки изумрудоносности слюдитов используют геохимическую диаграмму, а также график состава слюдитов (рис. 9, 10). На их основании можно проводить разбраковку слюдитов на высоко-, слабо- и непродуктивные. Это позволяет выделить наиболее перспективные зоны, заслуживающие детального изучения и валового опробования. Однако в ряде случаев при интерпретации геохимических данных возникают определенные затруднения в связи с тем, что химический состав слюдитов зависит от состава субстрата. В случае локализации слюдитов в кристаллических сланцах отношение калия к натрию будет больше, чем в диоритах. Для уверенной разбраковки слюдитов необходимо учитывать следующие факторы: а) присутствие индикаторов, характерных для метасоматического процесса слюдитов, развивающихся по гипербазитам, — фтора, хлора, бериллия, рубидия, бора, ртути, содержания которых не зависят от состава вмещающих пород; б) многоформность фазовых состояний ртути в породах; в) наличие отрицательных аномалий хрома, который при калий-фтористом метасоматозе выносится из вмещающих пород, осаждается с другими элементами, что приводит к образованию изумрудов; г) высокую радиоактивность слюдитов (0,07 А/кг при фоне 0,001 А/кг).

Учитываются типоморфные особенности флогопитов. Последний из слюдитов, развивающихся по ультрабазитам, характеризуется низкими показателями преломления и буровато-серым цветом. В ореоле распространения акцессорного берилла изумрудноносные участки оконтуриваются по зеленому цвету последнего, а также

по присутствию зерен хромшпинелидов. Необходимо учитывать, что перспективные апогипербазитовые слюдиты содержат такие акцессорные минералы как хромит, пирротин. Хром-титановое отношение в них 1—2,7 (среднее 1,0), а в аподиоритовых слюдитах 0,02—0,08 (среднее 0,07).

В процессе поисковых работ особое внимание обращают на выявление серых разновидностей слюдитов как наиболее продуктивных. Ввиду постепенного изменения свойств промежуточные разновидности слюдитов слабо отличаются. Для разбраковки слюдитов последние подвергают воздействию щавелевой кислоты. Продуктивные серые слюдиты

разрыхляются (в массе) по плоскостям срастания чешуек флогопита через 5—10 дней, зеленые — через 3—4 недели [11]. При обработке изумрудноносных образований целесообразно использовать химический метод извлечения изумруда из слюдитов.

Корунд, сапфир, рубин

Основу этой группы минералов составляет корунд, химический состав которого отвечает формуле Al_2O_3 . Рубин — прозрачная разновидность корунда, окрашенная в светло-красный или густо-малиновый цвет. Голубые, синие, зеленые, желтые, фиолетовые, розовые разновидности называют сапфирами. В ювелирной промышленности используют прозрачные разновидности. Промышленные месторождения последних относятся к экзогенному типу. Они образуются в результате разрушения коренных источников. Известны следующие первичные месторождения корунда: 1) магматические; 2) контактово-метасоматические; 3) скарновые; 4) пегматитовые; 5) грейзеновые и 6) метаморфогенные. Они отличаются по петрографическому составу вмещающих пород, по форме и величине рудных тел, соотношению их с вмещающими породами, околорудным изменениям последних.

Месторождения первого генетического типа связаны с щелочными базальтами и жильными базальтоидами (основные лампрофиры). Существуют две точки зрения на генезис

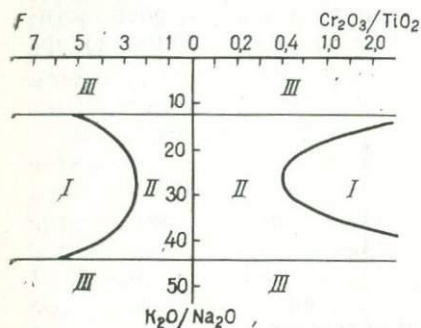


Рис. 10. Геохимическая диаграмма для оценки изумрудности слюдитов [19].

Типы слюдитов: I — высокопродуктивные; II — слабопродуктивные; III — непродуктивные

благородного корунда: а) корунд реализует избыточный глинозем в стадию протокристаллизации магмы; б) кристаллы минерала являются ксеногенными, захваченными магмой из боковых пород при ее внедрении. Характерный ряд спутников корунда: шпинель, магнетит, циркон, гранат, апатит, цеолит, канкринит.

Месторождения второго генетического типа связаны с массивами вторичных кварцитов, располагающихся на контакте кислых эффузивов с гранитами. Наиболее благоприятны для образования алюмокварцитов эффузивные образования (лавы, пирокласты) с отношением молекулярных количеств $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO} : \text{Al}_2\text{O}_3 \leq 1$. Сопутствующими минералами являются андалузит, гематит, мусковит.

Месторождения третьего генетического типа связаны с известково-магнезиальными и силикатными скарнами. В первом случае вмещающие породы представлены доломитовыми мраморами, кальцифирами, расположенными на контакте с гранитами. Сопутствующими рубину минералами являются шпинель, хондродит, форстерит, диопсид. Граниты обогащены щелочами, кремнеземом, бедны кальцием и магнием. Во втором случае вмещающие мраморы и кальцифиры располагаются на контакте с сиенитами. Гнездообразные скопления сапфира ассоциируют с олигоклаз-андезитом, розово-лиловой шпинелью, флогопитом, скаполитом, апатитом, форстеритом, пиритом.

Месторождения четвертого генетического типа связаны с корундовыми пегматитами, присутствующими в зонах развития гранито-пегматитов, сопровождающих интрузивы гранитов или щелочных сиенитов. Проявления корундовых пегматитов подразделяются на два подтипа: корундовые сиенито-пегматиты и корундовые плагиоклазиты, обогащенные марганцем. Первые тесно связаны с щелочными и нефелиновыми сиенитами, локализуясь в их пределах или среди вмещающих сиениты пород, но вблизи контактов с интрузивами. Вмещающие породы около жильных тел обогащены биотитом. В жилах отмечается сапфир, ассоциирующий с магнетитом, апатитом, флогопитом. Корундовые плагиоклазиты (плюмазиты, кыштымиты, борзовиты) залегают в виде даек среди ультрабазитов и их серпентинизированных разновидностей. Около продуктивных тел развиваются измененные породы, представленные биотитизированными, флогопитизированными, хлоритизированными, вермикулитизированными, оталькованными разновидностями. Сопутствующими минералами корунда являются зеленая шпинель (плеонаст) и турмалин. Известны проявления ювелирного сапфира на контакте доломитов с пегматитами (Индия). Сопутствующими минералами являются актинолит, тремолит, турмалин, гранат.

Месторождения пятого генетического типа приурочены к слюдитовым грейzenам, размещенным в ультраосновных породах. Вмещающие серпентинизированные ультрабазиты интродуцированы жильными породами — гранит-аплитами, пегматитами. Рубин и (редко) сапфир, сосредоточенные в биотит-фло-

гопитовых слюдитах, ассоциируют с плагиоклазом, хромитом, тальком, хлоритом, серпентином.

В строении измененных пород, вмещающих рубиновую минерализацию на одном из ее проявлений, обнаружена минералого-геохимическая зональность — от центра к периферии происходит смена плагиоклазовой зоны на слюдистую и амфиболовую. Привнос калия наблюдается в продуктивной слюдистой зоне; в амфиболитах содержание этого элемента понижается, оставаясь повышенным по сравнению с исходной породой. Отмечены резкие колебания содержания натрия на контакте со слюдитами. Формирование метасоматитов сопровождается перераспределением хрома в дунитах. В центре плагиоклазового ядра отмечены низкие концентрации хрома; содержание его увеличивается от слюдистой к амфиболитовой зоне и на контакте последней с дунитами. На контакте амфиболитов, дунитов и тальк-хлорит-хромитовых образований содержание хрома достигает 30,9%. В измененных дунитах зоны контакта содержание Cr_2O_3 уменьшается до 0,3%. Зона контакта дунитов и метасоматитов характеризуется привносом летучих элементов (F, Cl). В дунитах при переходе от измененных к неизменным разностям происходит плавное увеличение содержания Mg , Cr, Fe^{2+} . Рубин формировался без привноса алюминия, а при перераспределении его в процессе метасоматического изменения основных пород (габбро).

Месторождения шестого генетического типа, приуроченные к метаморфизованным, богатым глиноземом образованиям, делятся на четыре подтипа: 1) рубинсодержащие мраморы; 2) магнетито-гематитовые, хлоритоидные и маргаритовые наждаки в мраморах; 3) шпинелевые наждаки в метаморфических сланцах, габбро-норитах, гранитах; 4) корундовые породы в кристаллических сланцах. Для первого подтипа весьма характерен ряд спутников рубина — флогопит, гранат, форстерит, диопсид, актинолит, тремолит, хондродит, скаполит, шпинель, графит, пирит.

Наждак образуется при метаморфических процессах в условиях амфиболитовой фации метаморфизма при воздействии на карбонатные образования глиноземсодержащих минералообразующих растворов. Рудные тела локализуются среди древних метаморфических пород — мраморов, гнейсов. Форма тел преимущественно штокообразная. Минералами-спутниками продуктивной минерализации являются корунд, хлоритоид, пирит, магнетиты, рутил, диаспор, апатит, биотит, серицит.

Месторождения второго подтипа, залегающие среди кристаллических известняков и представленные пластовыми линзами, сопровождаются пиритизированными и графитизированными породами. Известны наждаки, обогащенные сульфидами, подверженными лимонитизации и хорошо выделяемыми на поверхности. Шпинелевые наждаки содержат повышенные концентрации магнетита и поэтому могут выделяться при применении магниторазведки. Корунд ассоциирует со шпинелью, магнетитом, плагиоклазом, силлиманитом.

Месторождения четвертого подтипа образуют линзовидные тела среди энстатитовых силлиманит-кордиеритовых, кианитовых сланцев, плагиоклазовых гнейсов. Корунд ассоциирует с мусковитом, хлоритом, кианитом, силлиманитом.

Наиболее эффективным методом поисков корунда и его благородных разновидностей является шлиховой. При этом учитываются форма кристаллов корунда, степень их окатанности и характер парагенных ассоциаций, что может указывать на генетический тип коренных источников. Шлихо-геохимический метод поисков рекомендуется применять: а) на территориях, лишенных рыхлого покрова или при слабом его развитии, путем опробования естественных обнажений; б) на флангах и нижних горизонтах месторождений с отбором проб из горных выработок и скважин; в) на участках, закрытых покровом аллохтонных образований, опробуют керн неглубоких картировочных скважин. Масса проб должна составлять 5—10 кг. Обработку проб начинают с дробления (до 1,00 мм). Измельченную пробу промывают на лотке до «серого» шлиха. Минералогический анализ позволяет выявлять разновидности корунда.

Над проявлениями корунда, выведенными действием тектонических и денудационных процессов на уровень эрозионного среза, формируются остаточные вторичные ореолы рассеяния. Для каждого типа проявлений корунда характерна своя совокупность химических элементов, присутствующих в рудных телах в повышенных или пониженных содержаниях по сравнению с вмещающими породами. Типоморфными элементами-индикаторами месторождений первого типа являются: алюминий, калий, натрий, цирконий, фтор; второго — калий, натрий, литий, рубидий; третьего — калий, натрий, хлор, бор, фосфор; четвертого — фтор, калий, натрий, фосфор, бор; пятого — хром, никель, фтор, хлор; шестого — алюминий, фосфор, фтор.

Корундовые минералы в зоне выветривания относятся к наиболее устойчивым. Их устойчивость определяется свойствами составляющих элементов, представленных преимущественно гидролизаторами (Al, Ti, Zr, Fe). В процессе выветривания корунд без существенного изменения переходит во вторичные ореолы рассеяния. Весь избыточный алюминий во вторичных ореолах рассеяния (по сравнению с фоном) находится в свободном состоянии.

В связи с этим литогеохимическую съемку проводят с целью выявления вторичных ореолов рассеяния основных корундообразующих элементов. Пробы необходимо отбирать с глубины 30—40 см из горизонта, переходного к материнской породе. Шаг опробования 20 м с уменьшением над корундовыми залежами до 10 м. На анализ отправляется фракция 1 мм, отобранная с горизонта ВС. Пробы анализируют на Al, Fe, Si, Ti рентгеноспектральным флуоресцентным методом. Кроме того, при помощи экспрессного спектрального анализа определяют широкий круг элементов.

Вторичные ореолы рассеяния Al (а также K, Na, P, Cl, F), генетически связанные с проявлениями корунда, содержат назван-

ные элементы в избытке по сравнению с вмещающими породами. Для повышения достоверности геохимических данных результаты литогеохимических съемок следует представлять в виде карт изолиний комплексных показателей:

$$а) n = Al \cdot Fe / Si;$$

$$б) n_1 = C_i \cdot Al_2O_3 / C_i \cdot SiO_2;$$

$$в) n_2 = \frac{C_i}{C_{\phi}} Al_2O_3 + \frac{C_i}{C_{\phi}} Na_2O + \frac{C_i}{C_{\phi}} K_2O;$$

$$г) n_3 = F \cdot Cl,$$

где C_i — содержание элементов в единичных пробах; C_{ϕ} — фоновое содержание элементов; n — показатель, указывающий на обогащенность пород алюминием и железом; n_1 — показатель обогащенности пород алюминием; n_2 — суммарный коэффициент, учитывающий содержание алюминия и щелочных элементов; n_3 — мультипликативный показатель содержания галогенов.

Другие сопутствующие корундам элементы тоже могут быть использованы при литохимических поисках, особенно при значительной их концентрации в минерализованных зонах. Однако выделять вторичные ореолы рассеяния на месторождениях этого вида сырья очень сложно из-за слабой их контрастности.

Родонит

Родонит — ювелирно-поделочный камень, основным компонентом которого является одноименный минерал, относящийся к группе волластонита $[Mn, Ca] SiO_3$. Промышленные месторождения родонита встречаются редко, главным образом в связи с проявлениями марганцевой минерализации. Установлены следующие типы месторождений родонита: 1) родонитовые скарны на полиметаллических рудных полях; 2) регионально-метаморфизованные марганценозные вулканогенно-осадочные толщи.

Месторождения первого генетического типа локализуются в карбонатных образованиях, где скарновые тела с родонитом образуют залежи неправильной формы. Родонитовые породы, содержащие разнообразные твердые минеральные примеси, обычно характеризуются низкими декоративными качествами и ценностью. Сопутствующими минералами являются: кальцит, родохрозит, Мп-гранат, кварц, бустамит, манганосалиты, сфалерит, галенит, волластонит, геденбергит, ильваит, эпидот; элементами-индикаторами родонитовых скарнов — марганец, хлор, фтор, свинец, цинк, медь, молибден, стронций, барий, ртуть. Основными структурами, контролирующими размещение родонитовых скарнов, являются оперяющие разрывные нарушения, развивающиеся вдоль контактов известняков с малыми интрузиями гранодиорит-порфиров и кварцевых монзонит-порфилов. Родонит слагает низкотемпературные скарновые залежи, сформированные при биметасоматических и инфильтрационных процессах по трещинам в известняках или на контакте последних с гранитоидами. Эта закономерность может

выступать в качестве поискового признака на родонит. Следует учитывать, что карбонатные породы — это благоприятный субстрат для образования скарнов, а главный фактор при образовании родонита — присутствие пород, обогащенных марганцем. Среди месторождений второго типа выделяются проявления родонита в кремнисто-сланцевых формациях и месторождения родонита в яшмовых формациях. Месторождения родонита в кремнисто-сланцевых формациях, относящиеся к числу наиболее крупных, локализуются в кварцитах, кварц-углисто-серицитовых и кварц-серицитовых сланцах. Продуктивные зоны родонитов — это небольшие (мощность 3—5 м, длина 10—15 м) согласные тела линзовидной формы. Минералы-индикаторы — марганцевый гранат, бустамит, тефроит, родохрозит, пьомонит, окислы марганца и железа, гаусманит, спессартит. Элементы-индикаторы: марганец, медь, свинец, цинк, барий, хлор, ртуть. Декоративные качества сырья очень высокие; родонит, кварц-родонит, родохрозит-родонит образуют агрегаты ярко-розовой, красной, малиновой, пятнистой окраски.

Месторождения родонита, связанные с яшмовыми формациями, локализуются в яшмах, туффитах, туфогенных аргиллитах, кремнистых и слюдяных сланцах. Продуктивные тела имеют линзовидную и пластовую формы, а размеры от нескольких сотен метров по простиранию до 10 м по мощности. Сопутствующие минералы: гранат, марганецкальцит, тефроит, родохрозит, пьомонит, браунит, кварц, кальцит, барит, гематит, пирит, халькопирит, халцедон. Элементы-индикаторы: марганец, медь, свинец, цинк, барий, стронций. Месторождения родонита этих групп относятся к метаморфогенным образованиям, сформированным в процессе преобразования первичных осадочных или вулканогенно (эксталяционно)-осадочных и карбонатных руд марганца под воздействием регионального метаморфизма.

При поисках месторождений родонита учитываются магматические, литолого-формационные, метаморфические факторы. Месторождения родонита метаморфогенного типа связаны с вулканогенно-кремнистыми формациями и спилито-кератофировым типом вулканизма геосинклинальных областей. Геохимическим критерием поисков родонита является обогащенность марганцем вулканогенно-кремнистых пород (яшм, кварцитовидных пород), образованных в результате подводной эффузивной деятельности спилитового типа. Проявления родонита известковых скарнов, не имеющие значительного практического значения, а также небольшие скопления ярко окрашенного минерала (пегматиты, гидротермальные жилы, залегающие среди марганценосных образований) обычно изучают попутно с рудоносностью.

Проявления родонита локализуются среди пород, метаморфизованных в зеленосланцевой или эпидот-амфиболитовой фациях. Для нахождения месторождений высокодекоративных разностей поделочного родонита наиболее благоприятны кремнистые образования, пространственно разобщенные с карбонатными (кальциевыми) породами.

Наряду с прямыми наиболее надежными поисковыми признаками (находки родонита в обнажениях и в виде развалов) при проведении работ определенную роль играют минералого-геохимические критерии («марганцевые шляпы», имеющие значительные размеры и характерный черный цвет, а также присутствие скарнов, обогащенных свинцом и цинком). Благоприятным признаком для нахождения родонита являются высокие концентрации марганца в пироксенах. Косвенным поисковым признаком для обнаружения родонитовой минерализации являются ассоциации минералов-спутников и прежде всего силикатов. Так, наличие высоких концентраций браунита или родохрозита является благоприятным фактором для развития родонитовой минерализации.

Поисковые работы на родонит в масштабе 1 : 200 000 проводят в районах развития вулканогенно-осадочных толщ, а также на участках, сложенных кремнисто-сланцевой или яшмовой формацией. Главное внимание уделяют изучению потенциально продуктивных образований вдоль региональных разрывных нарушений, по редким пересечениям вкрест их простираения с отбором геохимических проб.

При поисках в масштабе 1 : 50 000 работы сосредотачивают на площадях развития кремнисто-сланцевых или кремнистых образований. Прослеживают и изучают марганценозные горизонты пород с отбором геохимических проб для определения марганца, а также бария, стронция, элементов группы железа, ртути. В закрытых районах можно проводить геохимические исследования для выявления ореолов рассеяния марганца в элювиально-делювиальных образованиях. Наиболее перспективные аномалии, развитые в кремнистых породах, вскрывают легкими горными выработками (канавы, расчистки). Для качественной оценки сырья проводят штучное опробование разновидностей родонита. Декоративно-художественные качества сырья устанавливают на основе изучения штучных проб (выясняются минеральный состав и окраска пород). Наиболее перспективными являются проявления родонита ярко-розового цвета, относящиеся к типу регионально-метаморфизованных месторождений марганца.

Графит

Графит представляет собой одну из минеральных разновидностей углерода. Графитом также называют породу, главной составной частью которой являются графит и примеси других минералов. Известны следующие типы месторождений: 1) магматические; 2) контактово-метасоматические; 3) пегматитовые; 4) высокотемпературные гидротермальные; 5) метаморфогенные. Первые, обычно незначительные по масштабам, связаны с интрузивными, дайковыми и эффузивными породами, в которых встречаются чешуйки и, реже, плотные скопления плотнокристаллического графита. Вторые образуются на контакте карбонатных и изверженных пород. Отмечается крупночешуйчатый графит, рассеянный в скарнах;

иногда он концентрируется в виде залежей неправильной формы. Последние характеризуются небольшими размерами и низким качеством сырья.

К пегматитам приурочены редкие и небольшие по размерам месторождения. Месторождения четвертого типа, характеризующиеся высоким качеством сырья, залегают среди интенсивно метаморфизованных углеродсодержащих осадочных образований. Жильные залежи графита локализуются в гнейсах, кристаллических сланцах. Месторождения пятого типа образуются в процессе метаморфизма углей или осадочных пород, обогащенных углеродом. Микроразнообразие (аморфные) разновидности графитов (до 95%) наблюдаются в виде прожилков. При локализации месторождений в древних метаморфических породах образуются крупные по размерам залежи, имеющие форму неправильных пластов и линз.

Наибольший интерес представляют метаморфические и высокотемпературные гидротермальные месторождения. Основная масса углерода заимствовалась из вмещающих осадочных пород (органические остатки, карбонаты). Частично источником углерода могла явиться магма (присутствующие в ней газы CO и CO_2). Преобразование, мобилизация и перераспределение углерода в осадочных породах происходили в результате регионального и контактового метаморфизма. Так метаморфизм графитовых гнейсов Украинского щита происходил при $720\text{--}750^\circ\text{C}$ и давлении 750 МПа , т. е. в условиях, переходных от амфиболитовой к гранулитовой фации метаморфизма.

Благоприятными признаками при поисках графита являются:

- 1) развитие содержащих углерод осадочных пород (известняков, углистых битуминозных сланцев, углей) в складчатых областях с активно проявленной магматической деятельностью;
- 2) присутствие интрузивных пород различного состава, контактирующих с углеродсодержащими осадочными образованиями;
- 3) распространение в древних комплексах гнейсов, кристаллических сланцев с прослоями известняков, доломитов, содержащих графит.

Минералами-спутниками графита магматического генезиса являются: нефелин, микроклин, эгирин-авгит, альбит, канкринит, кальцит и ильменит, при развитии щелочных и нефелиновых сиенитов среди известняков. В пределах контактово-метасоматических месторождений, где присутствуют известняки, развиваются парагенезисы, типичные для скарнов, — диопсид, волластонит, амфиболы, гранат, скаполит, форстерит, флогопит, апатит, сфен, серпентин, шпинель, тремолит, везувин. При контакте известняков с габброидами в графитовой зоне широко развиты эпидот, цонзит, диопсид, амфибол, антигорит, серицит, кальцит, волластонит, флюорит. Пегматиты, залегающие среди известняков, содержат вкрапленность чешуек графита, с которым встречаются пироксен, амфибол, гранат, кварц. Характерный ряд спутников графита в место-

рождениях четвертой генетической группы: кварц, биотит, отроклад, кальцит, пирит, пироксен, магнезит, рутил, ортит, цеолиты, форстерит, тремолит, флогопит, волластонит, скаполит. В мексиканских проявлениях графит ассоциирует с турмалином, гематитом, пиритом, биотитом, гипсом. В метаморфогенных месторождениях, локализующихся в гнейсах, сланцах, графит ассоциирует с полевым шпатом, кварцем, кальцитом, пирротином, пиритом, сфалеритом, галенитом, биотитом. Для этих типов месторождений характерно наличие во вмещающей толще известняков или доломитов. В этом случае спутниками графитов являются минералы, характерные для скарнов. В связи с высокой устойчивостью графита в зонах выветривания он хорошо сохраняется в элювиально-делювиальных образованиях. Присутствие графита в рыхлых образованиях в зоне выветривания коренных пород является важным поисковым признаком его залежей. Данные о минеральном и химическом составе вмещающих пород свидетельствуют с том, что типоморфными элементами-индикаторами месторождений графита являются: углерод, ванадий, медь, германий, фосфор, калий, марганец, фтор.

Благоприятными путями для проникновения гидротермальных растворов оказались пологие контакты контрастных пород, резко различающихся по петрографическому составу, — габброиды и известняки, гнейсы и доломиты, которые четко различаются по содержанию элементов-примесей. Вдоль контакта этих пород проявились тектонические подвижки, выявляемые аномалиями ртути. По данным спектральных анализов графитовых зон одного из месторождений нами установлены следующие примеси, $n \cdot 10^{-3}\%$: Cu 200, Zn 50, Pb 3, Ni 10, Co 3, Cr 10, V 15, Mo 40, Ag 4, Sn 2, Ba 40, Ti 500, Sc 1, Li 2, Be 0,04, Y 3, Zr 15, P 50, Ge 2, Ga 3, В 5. В гидротермально-измененных породах около графитовых жил отмечают повышенное содержание ванадия (до 0,1%). Все это свидетельствует о перераспределении элементов при активном участии содержащихся в графите органических веществ, создающих восстановительную обстановку, благоприятную для отложения ванадия из мобилизующих растворов. Этот элемент связан главным образом с графитом и серицитом. В последнем он изоморфно замещает алюминий, а в графите находится в виде сульфидов, окислов и металлоорганических соединений. В некоторых регионах графитовые породы обогащаются молибденом. Одним из критериев поисков залежей графита является изотопный состав углерода, определяемый с помощью масс-спектрометрических методов. Графит из промышленных залежей обогащен легким изотопом ^{12}C на 0,12—1,36% (в величинах $\sigma^{13}\text{C}$) по сравнению с легким рассеянным в породах графитом [25]. Так, $\sigma^{12}\text{C}$ для графитов Украины изменяется от —0,30 до —3,76 (из карбонатных образований —0,3—1,6% и гнейсов 1,8+3,7%). Общая тенденция, заключающаяся в постепенном увеличении содержания легкого изотопа ^{12}C в графите по направлению от карбонатных пород к гнейсам, сохраняется постоянно [25]. В результате опытных работ

доказана принципиальная возможность обнаружения залежей графита геохимическими и геофизическими методами. Предпосылками применения геохимических методов поисков для обнаружения месторождений графита являются особенности состава исходных пород и последующих процессов их метаморфизма. При этом в графитоносных телах устанавливают повышенные концентрации фосфора, фтора, меди, ванадия. Над графитовыми залежами максимальное содержание CO_2 составляет 5,6% (при фоне 0,2%). Вокруг графитизированных пород и тел мономинерального графита отмечают отрицательные аномалии потенциалов естественного электрического поля.

Методика работ. Геохимические исследования целесообразно проводить в заведомо графитоносных районах. В условиях плохой обнаженности изучают вторичные ореолы, проводят атмосферическую съемку, а также применяют электроразведку и метод естественного электрического поля. При мощности наносов до 5 м отбираются пробы делювиальных образований с глубины 0,3—0,4 м по сети 250×25 м (масштаб 1 : 50 000—1 25 000), а также 80×5 м (масштаб 1 : 10 000). Определяются следующие элементы-индикаторы: фтор, ртуть, сурьма, мышьяк (спектрометрами), медь, ванадий, стронций, барий (спектральный анализ). Выявленные слабые аномалии элементов, маскируемые помехами, усиливаются путем их мультипликации. При мощности наносов более 5 м в процессе атмосферической съемки исследуют состав подпочвенной атмосферы в специально пробуренных скважинах глубиной 5 м. При этом отбирают газовые пробы объемом 0,5 л и в них определяют комплекс компонентов (CO_2 , O_2 , CH_4 , H_2) хроматографическим методом. Пробы воздуха отбирают из призабойных частей скважин с помощью специального пробоотборника — пакер-зонда, представляющего собой полую перфорированную трубку длиной 0,4 м, верхний конец которой введен в резиновую камеру (пакер). Одновременно с отбором проб можно устанавливать содержание CO_2 непосредственно в поле шахтным интерферометром ШИ-10. При помощи атомно-абсорбционного фотометра устанавливается содержание паров ртути в подпочвенной атмосфере. Объем контрольных наблюдений от рядовых при газовой съемке должен составлять 10%. По составу газовые ореолы делят на аномалии: метана и водорода; метана, водорода и углекислого газа; метана, водорода, углекислого газа и кислорода; водорода и углекислого газа. Установленные совмещенные газовые и литохимические аномалии после их подтверждения при контрольно-детализационном отборе проб выборочно разбраковываются, а на самых перспективных из них проходят поисково-оценочные скважины.

По химическим свойствам (выход летучих компонентов, растворимость в органических растворителях, электрическое сопротивление) определяют разновидность графитоподобного вещества. По данным изучения стабильных изотопов углерода определяют генетическую природу графитов. Если графитоносные зоны размещены среди метаморфических пород, выявление продуктивной мине-

рализации возможно с помощью геофизических методов (радиоклип, электромагнитное зондирование).

На стадии детальных поисков и разведки при оценке размеров графитовых залежей, глубины эрозионного среза, выявлении слепых тел целесообразно изучать первичные ореолы. Для этих целей в пределах перспективных участков проводят опробование коренных пород по профилям. Сеть опробования 250×25 м (масштаб 1 : 25 000), 100×10 м (масштаб 1 : 10 000). В пробах определяют Р, V, Pb, Zn, Cu, Mo, Ag, Ba, ореолы которых с необходимой для целей прогнозирования надежностью оконтуриваются по результатам анализов.

На стадии разведки также целесообразно применять электроразведку. По амплитудно-фазовым аномалиям определяют положение отдельных тел в плане, глубину, угол падения и мощность.

При интерпретации геохимических и геофизических аномалий решаются следующие основные задачи: а) определение формационной природы аномалий (наличие характерных для отдельных типов месторождений минеральных и геохимических ассоциаций); б) оценка уровня эрозионного среза аномалий (используется вертикальная зональность ореолов). Последняя задача является наиболее важной. При этом учитывают универсальный ряд элементов-индикаторов вертикальной зональности (надрудные индикаторы — Ag, Ba, Sr, Hg, As, Sb, подрудные — Mo, V, Ni, Co, Cr). Оценку уровня эрозионного среза аномалий производят путем сравнения величин параметров с таковыми ореолов известных графитовых тел. При этом наиболее эффективно использовать параметры мультипликативных ореолов, как более контрастных.

Асбест

К асбестам относятся минералы группы серпентинов (хризотил, крокидолит, амозит) и амфиболов (антофиллит, режикит, родусит, тремолит, актинолит), которые при механическом воздействии распадаются на тонкие волокна. Промышленные месторождения хризотил-асбеста связаны с серпентинитами, образованными при метаморфизме ультрабазитов или доломитизированных известняков в результате гидротермальных процессов. Различают два типа месторождений — апогипербазитовый и апокарбонатный. Месторождения первого типа включают объекты хризотил-асбеста, связанные с процессами серпентинизации дунитов, пироксенитов и перидотитов, которые подразделяются на три подтипа — баженковский, лабинский и карачаевский. Перечисленные подтипы различаются по морфологии асбестовых залежей, видам слагающих их руд. Асбестовая минерализация баженковского подтипа связана с частично или полностью серпентинизированными перидотитами, а лабинского и карачаевского — с полностью серпентинизированными гипербазитами. Второй тип месторождений, возникших при серпентинизации доломитовых известняков, имеет небольшое промышленное значение.

Амфибол-асбестовая минерализация локализуется в массивах гипербазитов, залегающих среди гнейсо-мигматитовых образований. Выделяют метаморфические (регионально-метасоматические) и контактово-реакционные (биметасоматические) месторождения. В первом типе продуктивная минерализация связана с дунит-гарцбургитовой или габбро-пироксенит-дунитовой формацией. Для месторождений антофиллит-асбеста характерна высокая степень метаморфизма пород, вмещающих гипербазиты, отвечающая условиям амфиболитовой фации. Высокие давления (700—1000 МПа) при 630—660°С благоприятствовали образованию антофиллита, который впоследствии асбестизировался. Антофиллит-асбест образовался в конечные стадии регионального метаморфизма при высоком содержании во флюиде CO_2 [23].

Месторождения родусит-асбеста, приуроченные к песчано-глинистым породам, и режикит-асбеста, образующиеся в зонах оталькования и карбонатизации серпентинитов, а также в толщах известково-доломитовых мергелей, перемежающихся с песчаниками, основные компоненты для своего образования заимствовали из вмещающих пород. Об этом свидетельствует тот факт, что минерализация не выходит за пределы названных горных пород.

Общими поисковыми признаками асбестовой минерализации для месторождений хризотил-асбеста являются:

- 1) присутствие гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации;
- 2) тектонические нарушения в массивах гипербазитов, контролируемых жильными гранитами, тальк-карбонатными породами и рассланцованными серпентинитами;
- 3) наличие оперяющих разломов и серий сочленяющихся нарушений;

для месторождений антофиллит-асбеста:

- 1) развитие в осевых зонах антиклиналей гипербазитов дунит-перидотитовой и габбро-пироксенитовой формаций, размещаемых в породах с проявлением гранитизации, будинажа, куполовидных структур; обилие даек гранитов, пересекающих серпентиниты;

- 2) проявление крупнозернистых антофиллит-тальковых гипербазитов, приуроченных к зонам контактов гнейсов с амфиболитами, а также мигматитовым образованиям;

- 3) метаморфизм вмещающих гипербазиты пород в амфиболитовой и гранулитовой фациях с проявлением нескольких этапов.

Минеральный состав месторождений хризотил-асбеста довольно разнообразный. Выделяют три группы минералов: а) главные — серпентины (лизардит, хризотил, антигорит), тальк, карбонаты (анкерит, магнезит, кальцит, брейнерит), брусит, магнетит; б) второстепенные — бастит, немалит, гранат, актинолит, тремолит, хлорит, пирит, халькопирит, пирротин, гематит, пироурит, офит, хромит; в) аксессуарные и редкие — гидромагнезит, гидроталькит, керолит, бруньятеллит, джозефинит, аварцит, графит. В апокарбонатных месторождениях хризотил-асбеста отмечены диопсид, форстерит, гранат, тремолит, везувиан, скаполит, офеокальцит, хлорит.

Минеральный состав месторождений антофиллит-асбеста также разнообразный. Из числа широко распространенных минералов присутствуют: главные — антофиллит, тремолит, актинолит, флогопит, хлорит, тальк, бацит, нонтонрит, вермикулит, кальцит, магнетит, доломит; второстепенные — оливин, энстатит, хризотил, лизардит, магнетит, лимонит; акцессорные — циркон, сфен, гранат, кианит, эпидот, апатит, барит, шпинель, хромит, ильменит, рутил, корунд, пирит, пирротин, галенит, гематит, кварц, халцедон, псиломелан, графит, малахит.

К поисковым признакам месторождений хризотил-асбеста и антофиллит-асбеста следует отнести наличие в аллювии рек асбестосодержащих пород, а также спутников: магнетита, лизардита, антигорита, талька, брусита, карбонатов. К числу поисковых признаков хризотил-асбеста относятся проявления многоэтапности преобразований серпентинитов. Продукты серпентинизации первичных дунитов, гарцбургитов, пироксенитов, имеющих в целом простой состав ($\Sigma \text{MgO} + \text{SiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} \approx 99\%$), довольно разнообразны: а) петельчатый, поперечно-волоконистый серпентин (α -хризотил), образующийся по оливину при начальной пространственной серпентинизации; б) пластинчатый лизардит, формирующийся при проявлении наложенных процессов, на раннюю серпентинизацию в условиях незначительного привноса H_2O и выноса MgO и FeO из гипербазитов, в) хризотил-асбест, ассоциирующий с магнетитом; антигорит, тальк, карбонаты, формирующиеся в завершающий этап. Выделение названных парагенных ассоциаций позволяет конкретизировать поисковые признаки. Перспективы на хризотил-асбест заметно снижаются в случае интенсивного проявления антигоритизации и листвинитизации, наоборот, наличие стадии хризотилизации указывает на возможное асбесто-проявление. Устанавливается зависимость значений показателей преломления от химизма антофиллита и антофиллит-асбеста из гипербазитов дунит-гарцбургитовой и габбро-пироксенит-перидотитовой формаций. Названное соотношение выражается уравнением регрессии: 1) $N_g = 1,6073 + 0,01727 F$, $N_p = 1,585 + 0,00166 F$; 2) $N_g = 1,613 + 0,00136 F$, $N_p = 1,592 + 0,001213 F$ [27]. Для антофиллит-асбеста из ультрабазитов дунит-гарцбургитовой формации характерно высокое содержание, %: SiO_2 (на 2,1), MgO (на 3,04), более низкое FeO (на 2,43), Fe_2O_3 (на 0,99), Al_2O_3 (на 50), CaO (на 60), а также более низкое значение (на 5,6) общей железистости по сравнению с антофиллитом из гипербазитов габбро-пироксенит-перидотитовой формации. Сведения об изменении содержаний основных окислов в антофиллите и антофиллит-асбесте приведены в табл. 5. При развитии антофиллит-асбестовой минерализации изменяется видовой и количественный состав минералов пород субстрата. Количество энстатита и оливина уменьшается при переходе от серпентинитов к антофиллитовым зонам, а содержание хризотила, актинолита, талька, хлорита, кальцита и доломита в этом направлении увеличивается.

Пределы колебаний содержаний основных окислов
и катионов в антофиллите (числитель)
и антофиллит-асбесте (знаменатель) из гипербазитов, вес. % [27]

Компоненты	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
------------	------------------	--------------------------------	--------------------------------

Дунит-гарцбургитовая формация

Основные окислы	56,17—59,14	0—1,94	0—2,16
	56,70—60,13	0,03—1,55	0—2,83
Катионы	7,76—8,00	0—0,32	0—0,28
	7,79—8,00	0—0,26	0—0,28

Габбро-пироксенит-перидотитовая формация

Основные окислы	54,21—56,75	0,45—2,78	0,65—3,32
	56,26—60,29	0—0,84	0—0,22
Катионы	7,51—7,97	0,15—0,46	0,07—0,34
	7,71—7,98	0—0,14	0—0,14

Продолжение табл. 5

Компоненты	FeO	MgO	CaO
------------	-----	-----	-----

Дунит-гарцбургитовая формация

Основные окислы	5,13—12,35	26,77—31,73	0—0,96
	5,05—11,15	26,56—30,51	0—0,45
Катионы	0,58—1,44	5,45—6,25	0—0,14
	0,66—1,28	5,21—6,15	0—0,06

Габбро-пироксенит-перидотитовая формация

Основные окислы	10,08—13,51	24,04—26,37	Следы — 1,32
	7,05—11,76	24,92—28,56	0—0,39
Катионы	1,17—1,58	5,01—5,50	0—0,27
	0,78—1,32	5,04—5,94	0—0,05

Для проявлений режикит-асбеста характерны ассоциации минералов: тальк, карбонат, актинолит, щелочная роговая обманка, кварц; для родуситовых рудных тел: серицит, доломит, анатаз, брукиит, гематит, кальцит, опал.

Предпосылки применения геохимических методов поисков асбеста. Благоприятной предпосылкой для использования геохимических методов поисков асбеста является то, что асбестоносные серпентиниты характеризуются более разнообразным видовым составом и высоким количественным содержанием минералов и элементов по сравнению с неасбестоносными. Это положение основано на данных об условиях образования асбеста. Общеизвестно, что образование хризотил-асбеста происходило в два этапа. На первом в результате автометаморфизма происходила равномерная серпентинизация ультрабазитов под действием растворов, изначально содержащихся в гипербазитовой магме или ассимилированных последней из вмещающих пород. На втором, собственно продуктивном этапе формировались асбестоносные тела за счет серпентинизации гипербазитов гидротермальными растворами. В период интенсивного асбестообразования процессы серпентинизации протекали при относительно длительном существовании различных термодинамических уровней в предварительно измененных гипербазитах. Последние в результате незавершенной серпентинизации по своему составу были благоприятны для формирования хризотил-асбеста. Судя по результатам анализов и расчета баланса вещества, при асбестообразовании циркулировали слабоминерализованные растворы, содержащие H_2O , Cl , F , CO_2 , Hg (глубинный источник); основная масса компонентов заимствовалась из пород субстрата (Si , Mg , Fe , Na , Ti и др.). Хлорсодержащие растворы, способствуя растворению минеральных фаз, катализировали реакции асбестообразования.

Хризотил-асбест состоит в основном из Mg , Si , H_2O (водный силикат магния), а антофиллит-асбест — из Mg , Si , Fe . Широкое развитие перечисленных элементов в породах, вмещающих асбестоносные тела, исключает применение их в качестве геохимических индикаторов. В связи с этим при геохимических поисках месторождений асбеста целесообразно использовать элементы-примеси: Ni , Co , V , Cr , Cu , Ti (магнетит, пирит, сульфиды никеля, кобальта, меди), Sr , Ba (барит, карбонаты), Cl , F (серпентины, брусит, апатит), Hg (сульфиды, карбонаты).

Элементы группы железа (Ni , Co , V , Cr , Cu , Ti) при процессах асбестообразования мигрируют, перераспределяются, что приводит к формированию положительных и отрицательных аномалий вокруг продуктивных тел. Так, при аллометаморфической серпентинизации и асбестообразовании никель перераспределяется, что сопровождается образованием самостоятельных минеральных фаз (самородное никелистое железо $FeNi_3$).

Важнейшими индикаторами асбестовой минерализации являются хлор и фтор. Отмечается прямая корреляционная зависимость между содержанием в породах хлора и степенью их серпентиниза-

ции. В серпентинизированных дунитах и свежих перидотитах присутствуют соответственно 0,3 и 0,04% Cl. В неизменных ультрабазитах (~5% серпентина) содержание Cl составляет 0,007%, в среднесерпентинизированных (10—75%) породах 0,030%, а в интенсивно измененных гипербазитах 0,080% [48].

Сравнительное изучение хризотил-асбестовых и неасбестоносных массивов показывает обогащенность первых хлором. Высокие концентрации этого элемента в асбестоносных зонах обусловлены воздействием минералообразующих растворов на породы субстрата, приводящим к увеличению в них количества минералов и жидких включений, содержащих хлор. В серпентиновых жилках из измененного дунита (Квебек, Канада) содержится 0,5% Cl, около контактов хризотил-асбестовых жил 0,8% Cl, а в оливине не >0,001% Cl [48]. Присутствие хлора в асбестообразующих растворах оказывало значительное влияние на распределение железа между бруситом и силикатами, приводя к обогащению им брусита [48]. Хлоридным составом гидротермальных растворов объясняются повышенные концентрации ртути (от $18 \cdot 10^{-6}\%$ до $20 \cdot 10^{-6}\%$) в хризотил-асбестах. Экспериментально доказано, что ртуть может переноситься в виде хлор-комплексов.

Присутствие фтора в серпентинизирующих растворах доказывается результатами химических анализов: 0,001% в неизменных ультрабазитах и 0,15% — в серпентинизированных. Значительно более высокие концентрации F отмечаются в антофиллитизированных гипербазитах, в которых устанавливаются фторсодержащие амфибол-асбесты.

Важной составной частью асбестообразующих растворов является углекислота, о чем свидетельствуют результаты химических анализов гипербазитов и состав жидких включений. Содержание CO_2 в серпентинизированных ультрабазитах составляет 0,2—0,4%, что в 100—200 раз больше, чем в неизменных или слабоизмененных породах. В антофиллитизированных гипербазитах количество CO_2 колеблется от 0,4 до 7,9%.

Контрастность распределения элементов в неизменных ультрабазитах зависит от количественных сочетаний в них минералов-концентраторов. При автометаморфической и значительно больше при аллометаморфической серпентинизации происходило перераспределение элементов. На первых стадиях метаморфизма в гипербазиты (месторождения антофиллит-асбеста) происходит привнос K, Na, Si и вынос Fe, Mg, CaO, а на стадии антофиллитизации (и асбестообразования) — значительный привнос CO_2 . Миграция и перераспределение элементов обуславливают возможность формирования ореолов вокруг асбестоносных зон. В качестве типоморфных индикаторов месторождений хризотил-асбеста могут быть Cl, F, SO_2 , Hg, Sr, B, элементы группы железа, а антофиллит-асбеста — F, K, Na, P, Cl.

Индикатором хризотил-асбестовой минерализации являются положительные аномалии Cl, F, SO_2 , Hg, Sr, Ba, B и отрицательные Ni, Co, Cu, Ti, V. В связи с тем что при асбестообразовании

необходимые компоненты заимствовались из вмещающих пород, около асбестовых тел наблюдают сочетание положительных и отрицательных аномалий и резкие дисперсии содержания таких элементов как Ti, Cr, V, Ni. Вокруг хризотил-асбестовых зон развиваются ореолы хлоридной (220°C) и сульфидной форм ртути.

На месторождениях родусит-асбеста, не имеющих установленной связи с гранитами, отмечаются аномалии фтора (рис. 11).

Геохимические критерии поисков антофиллит-асбеста связаны с особенностями состава исходных гипербазитов и последующих

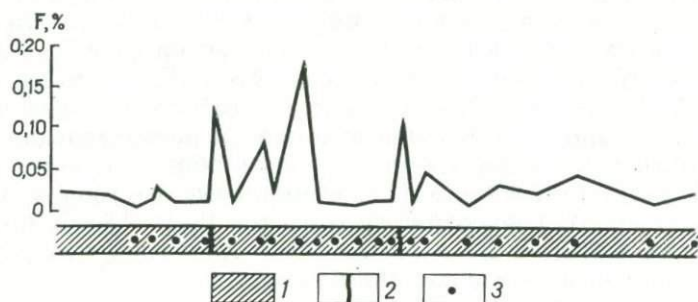


Рис. 11. Фторометрический профиль вкостростианию родусит-асбестовой зоны [21]:

1 — мергели, песчаники и алевролиты; 2 — родусит-асбестовые рудные тела; 3 — точки отбора проб

процессов их метаморфизма. При этом учитывают повышенное содержание в них Cr, Ni, Co, Cu. Вокруг ультрабазитов, вмещающих антофиллит-асбест, развиваются эндогенные ореолы этих элементов. Эндогенные ореолы повышенных содержаний Cr, Ni, Co, V и отрицательных аномалий Ti установлены на Сысертском антофиллитовом поле. Важным признаком для обнаружения антофиллит-асбестоносных зон является сочетание положительных и отрицательных аномалий Ti, уверенно фиксирующих эпицентр продуктивной минерализации.

Опытно-методические работы по применению геохимических методов поисков антофиллит-асбестов на нескольких рудных полях показали их эффективность и целесообразность. Продуктивные тела асбестов, встреченные в гипербазитах, по данным А. П. Бачина, сопровождаются ореолами Ni, Co, Cr с содержанием 0,01—0,05% (до 0,2%) при фоновых значениях 0,005%. В рыхлых образованиях над антофиллит-асбестовыми залежами установлены положительные аномалии Ni, Cr, Mo, Co и отрицательные Ti.

Геохимические методы при поисках асбестовых залежей в открытых районах также могут широко и эффективно применяться. При этом можно осуществлять: а) определение материнской породы, с которой связано асбестовое оруденение; б) выявление слепых и глубокозалегающих асбестовых тел; в) определение объема

тел и качества сырья; г) выделение конкретных площадей для проведения поисков путем установления формационной принадлежности ультрабазитов.

Благоприятными для формирования асбестоносных зон являются массивы дунит-гарцбургитовой формации, состоящие из перидотитов, гарцбургитов, в которых весовые отношения $Mg/Si \approx 1,25-1,29$ близки к таковым в хризотил-асбесте, а содержание пироксенов колеблется в пределах 10—20%. Асбестоносность обуславливается также характером последующих изменений этих пород. Сравнительно мелкие по масштабам месторождения связаны с породами пироксенит-перидотитовой формации (Карачаевский тип). Не перспективны для асбестообразования по своему химическому составу и физическим свойствам интрузивы дунит-клинопироксеновой и дунит-пироксен-габбровой формаций. Степень серпентинизации ультрабазитов, как процесс гидратации первичных безводных силикатов магния и железа, оказывает существенное влияние на формирование асбеста и является важным оценочным критерием. Крупные промышленные месторождения хризотил-асбеста обычно локализованы в частично серпентинизированных гипербазитах. Для последних характерны неравномерность и незавершенность серпентинизации, степень которой колеблется в пределах 40—60%, а также проявление стадии хризотилизации. Интенсивно проявленные процессы дорудной серпентинизации (автометаморфизм) и широкое проявление антигоритизации (конечные стадии) неблагоприятны для образования хризотил-асбеста.

Характер и степень серпентинизации проявляются прежде всего в изменении парагенных ассоциаций минералов, характерных для различных стадий процесса: а) первичная ассоциация ультрабазитов (оливин, энстатит, хромшпинелид); б) ассоциация ранней автометаморфической серпентинизации (хризотил, лизардит, брусит, когенит), магнетит не устойчив; в) продукты наложенной аллометаморфической серпентинизации (хризотил-асбест, маггемо-магнетит, брусит), развивающиеся под действием гидротермальных растворов на месте ранних ассоциаций [48]. При серпентинизации пород субстрата первоначально неблагоприятные для формирования асбеста образования становятся благоприятными (уменьшение значения Mg/Si при привносе кремнезема в дуниты).

К ведущим оценочным признакам месторождений хризотил- и антофиллит-асбеста относится зональность. Отмечается определенная закономерность в изменении степени серпентинизации ультрабазитов в вертикальном разрезе (уменьшение ее с глубиной). На фоне единой закономерности наблюдаются локальные изменения степени ее интенсивности, связанные с тектоническими подвижками. В целом степень серпентинизации имеет непрерывно-прерывистый характер. Преимущественная серпентинизация ультрабазитов вблизи поверхности и уменьшение ее с глубиной связаны с тем, что наиболее интенсивному воздействию летучих и кислотных компонентов подвержены интрузивы в приповерхностных зонах. Ха-

рактрно, что интенсивность серпентинизации прямо коррелирует со степенью окисления железа. Максимальные значения степени окисления типичны для хризотилowych серпентинитов. Понижение железистости наблюдают в хризотилowych серпентинитах, при формировании которых выносятся железо (f 0,040—0,050) [48].

На месторождениях антофиллит-асбеста центральные части залежей сложены тальк-антофиллит-карбонатными породами с реликтами серпентина, сменяющимися к периферии тальк-карбонат-антофиллитовыми и антофиллит-тальковыми зонами [27]. Промышленная концентрация асбеста приурочена в основном к антофиллит-тальковой зоне. Во вмещающих асбест породах устанавливаются аномалии U, Mo, Zr; в тремолитовых и антофиллитовых породах устанавливаются ореолы Cr, Ni, Co, Ti. Благоприятной предпосылкой для использования геофизических методов являются четкие различия физических свойств асбестоносных образований и вмещающих их пород.

Методика геохимических поисков асбеста. При поисках асбестовых месторождений наиболее эффективны литогеохимическая съемка и изучение петрохимических особенностей гипербазитов. Поскольку потоки рассеяния формируются за счет материала, поступающего в русло водотока с обширной площади его водосбора, анализ проб донных осадков дает представление о геохимической характеристике значительной территории и может указать на наличие гипербазитов. Критериями асбестовых тел, залегающих на глубине, могут служить повышенная магниальность вод и присутствие в них хлора. Наряду с отбором донных осадков для выявления потоков рассеяния целесообразно применять также метод анализа состава аллювиальных образований, позволяющий проводить точный учет и определять характер находок серпентинитов с прожилками асбеста. Асбестоносные образования по внешнему виду отличаются от пород другого состава и легко обнаруживаются в поле. По степени окатанности обломков определяют длину переноса от коренных источников. Определяется принадлежность галек и валунов серпентинитов к одной из разновидностей асбестов (хризотилowym или антофиллитowym) и соответственно корректируется направление поисков.

Поиски по вторичным ореолам проводят в пределах перспективных площадей, выявленных на основании геологических и геофизических признаков, в масштабах 1 : 25 000—1 : 10 000. В условиях полузакрытых районов формируются открытые вторичные ореолы, отражающие гипергенное разрушение серпентинитов, зоны контактов различных пород, а также асбестоносные тела. Изучение вторичных ореолов Cl, F, Hg, Ni, Co, Ti, Cu, Sr, Ba и других элементов позволяет оконтуривать гипербазитовые массивы, тектонические нарушения, зоны развития оталькованных серпентинитов, а также асбестовое оруденение. Контакты гипербазитовых интрузий выявляются аномалиями элементов Ni, Co, Cr, Cu, по сравнению с вмещающими породами. В том случае, когда положение гипербазитовых массивов недостаточно четко выявляют-

ся по вторичным ореолам рассеяния (мощные наносы, постепенные переходы к вмещающим породам), проводят сравнение геохимических и геофизических данных. Тальк-карбонатные и антофиллитовые образования около асбестоносных зон характеризуются низкими концентрациями элементов группы железа по сравнению с гипербазитами и, наоборот, высокими содержаниями Cl, F, Sr, В, SO₂, Pb, Zn и др. Благоприятны для локализации асбеста эндоконтакты серпентинитов с гипербазитами, рассеянными дайками гранитов, фиксируемые аномалиями Hg, Cl, Ba, Sr, Zn, As, Sb. Хризотил-асбестовые тела выявляются ореолами Cl, F, SO₂, антофиллит-асбестовые — F, Na, K, родусит-асбестовые — F. Для выявления и оконтуривания вторичных ореолов рассеяния опробуют элювиально-делювиальные образования по профилям, ориентированным вкrest простирания предполагаемых гипербазитовых массивов. При проведении геохимических съемок используют визиры и пикетаж сети, разбитой для геофизических работ. Пробы массой 200—250 г отбирают из представительного горизонта рыхлых образований.

Методика проведения работ на месторождениях хризотил-асбеста изменяется в зависимости от их генетического типа. В случае развития асбестоносных зон в частично серпентинизированных перидотитах сеть опробования 250×25 м (масштаб 1 : 25 000) достаточна, чтобы перспективные зоны были оконтурены и выявлены. При развитии проявлений в полностью серпентинизированных гипербазитах, отличающихся от предыдущих меньшими размерами, сеть опробования должна составлять 100×10 м (масштаб 1 : 10 000) или 150×20 м. Для выявления одиночных объектов, реже сгруппированных в зоны тел, связанных с небольшими массивами серпентинитов или горизонтами серпентинизированных карбонатных образований, сеть опробования должна быть 50×5 м (масштаб 1 : 5000). При поисках месторождений хризотил-асбеста, возникших при серпентинизации доломитовых известняков, особое внимание обращают на присутствие в карбонатных породах форстерита, диоксида, тремолита, граната, скаполита, офиокальцита. Обращается внимание на породы жильной свиты (граниты, дайки диабазов), которые под влиянием асбестообразующих растворов преобразуются в характерно окрашенные (желтые, розовые, зеленовато-белые) хлоритовые, карбонатные и пироксен-гранатовые образования, развивающиеся на контакте асбестовых пород с вмещающими породами. Поисковым признаком на асбест является присутствие вокруг жильных тел граната, хлорита, вермикулита.

Минералогическим признаком, указывающим на возможность развития антофиллит-асбеста, является присутствие вторичных крупнозернистых ромбических пироксенов (энстатита, гиперстена), звездчатых агрегатов антофиллита, а также хлорита (пеннин, клинохлор, прохлорит, хромсодержащий клинохлор). При проведении поисковых работ особое внимание следует обращать на развитие тальковых и тальк-хлоритовых образований. Иногда встречаются выходы коренных пород, а также площади, перекрытые

элювиально-делювиальными образованиями. В таких случаях отбирают пробы из коренных пород и рыхлых образований с учетом соотношения обнаженных и перекрытых площадей. При мощности рыхлых образований до 10 м можно использовать геоботанические методы, а также применять глубинную литогеохимическую съемку с отбором проб из шлама шнековых скважин.

Использование петрохимических критериев особенно целесообразно при проведении поисковых работ, главной задачей которых является выявление асбестоносных массивов. Определение разновидности ультрабазитов, перспективных на асбест, проводят на основе формационного анализа и петрохимических признаков. По последним на картах целесообразно выделять три формационные группы: а) собственно ультраосновную (дунит-гарцбургитовую); б) основную и в) ультраосновную — щелочную. Для установления первичного состава серпентинизированных пород можно использовать следующие петрохимические показатели.

I. Определение коэффициента M^1/S [18]. Последовательность вычислительных операций следующая: а) содержание химических компонентов пород приводится к 100%; б) вычисляют молекулярные количества окислов; в) все железо приводится к закисной форме (FeO); г) определяются параметр M^1/S по формуле: $M^1/S = [MgO + (2Fe_2O_3 + FeO) + MnO + NiO] / SiO_2$; д) вычисленные параметры наносят на диаграмму и выделяют разновидности ультрабазитов.

II. Пересчет химических анализов пород на минеральный состав (оливин — *ol*, ромбический пироксен — *en*, моноклинный пироксен *di*) по методу Н. Д. Соболева [40]. При этом используются молекулярные количества компонентов, вычисленные по их весовым процентам. Решается три основных уравнения: 1) $di + en + ol = MgO + 2Fe_2O_3 + FeO + CaO + MnO + NiO + CoO$; 2) $di + en + 0,5 ol = SiO_2$; 3) $di = 2CaO$. Присоединяя к кремнекислоте соответствующее количество оснований на образование оливина, моноклинного и ромбического пироксена, пересчитывают сумму полученных молекулярных количеств на 100. Для дунитов и перидотитов вводится поправка на содержание хромшпинелидов. К сожалению, метод не позволяет однозначно определить состав материнских пород и степень их серпентинизации, но может служить для ориентировочных расчетов. Для получения более объективных данных используют дополнительную информацию о геохимических особенностях пород: определяют величины атомных количеств Cr/Al , Cr/Ti , Si/Mg , Si/Mn . Предлагается рассчитывать величину обобщенного расстояния D^2 между составами пород различных интрузий с учетом среднего содержания оливина, энстатита, диопсида [2]. Применение этой методики позволяет определить степень близости составов пород изученных интрузий и эталонных. Применяется методика построения схем ветвящихся связей (по принципу — чем сильнее связь между элементами, тем ближе на плоскости они располагаются). Серпентинизированные перидотиты асбестоносных интрузий образуют наиболее тесную группу, статисти-

чески не различающуюся по содержанию минеральных фаз. Для удобства сопоставления интрузивов можно использовать диаграмму виртуального состава (рис. 12).

На эту диаграмму наносят содержания оливина, энстатита и диопсида. Положение точки на горизонтальной оси определяется соотношениями между двумя первыми минералами, а высота перпендикуляра указывает на содержание диопсида. При нанесении

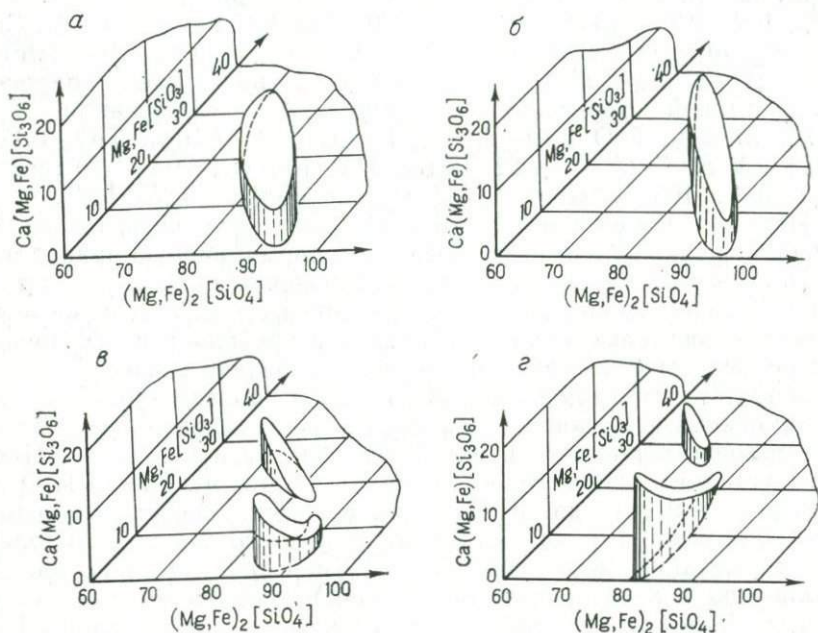


Рис. 12. Диаграммы изменения виртуального состава массивов серпентинизированных ультрабазитов Урала [2].

Массивы: а — Кимперсайский; б — Баженовский; в — Буруктальский; г — Хабарлинский

результатов анализов на график можно установить степень близости изучаемых гипербазитов с массивами, в которых наблюдаются залежи хризотил-асбеста.

III. Определение отношения магния к железу, которое варьирует от 9,2 до 15,5 в серпентинизированных гарцбургитах и от 7,6 до 8,9 в свежих дунитах. Наибольший интерес представляют серпентинизированные перidotитовые интрузии с $M/F > 10$, которые целесообразно особым знаком выделять на геологических картах. В тех породах, у которых $M/F > 7$, наблюдаются непромышленные проявления хризотил-асбеста. При интерпретации результатов химических анализов можно использовать диаграммы, где на основании большого фактического материала показаны средние значения M/F для ультрабазитов дунит-гарцбургитовой и габбро-пи-

роксен-дунитовой ассоциаций [48]. Для этих же целей можно использовать данные по абсолютной железистости этих пород.

IV. Для оценки потенциальной антофиллит-асбестоносности ультрабазитов, их формационной принадлежности определяют общую молекулярную железистость (F , %), титан-железное ($100 \times \text{Ti/Fe}$, %), титан-магниевое ($100 \cdot \text{Ti/Mg}$, %) отношения [40].

Антофиллит-асбестоносные гипербазиты дунит-гарцбургитовой формации (наиболее перспективной) характеризуются: MgO 35—48%, FeO 0,20—5,41%, Fe_2O_3 0,20—7,60%, TiO_2 0,0—0,1%, CaO 0,1—2%, $M/F > 7$ (значение $F=5,1-10$, редко 11 и 13), $100 \cdot \text{Ti/Fe} < 0,5$, $100 \cdot \text{Ti/Mg} < 25$; химический состав пород габбро-пироксенит-дунитовой формации характеризуется: содержание MgO 28,72—37,05%, FeO 2,49—8,47%, Fe_2O_3 3,31—8,16%, TiO_2 0,12—0,61%, $M/F > 7$ ($F=14-22$, редко 11), $100 \cdot \text{Ti/Fe}=1-1,5$ (всегда больше 1), $100 \cdot \text{Ti/Mg}=0,3-2,3$ (всегда больше 0,25) [27].

Изучение химического состава и показателей преломления антофиллита также позволяет определить формационную принадлежность и перспективность асбестовой минерализации. Для установления количественных показателей степени серпентинизации определяют относительную массу серпентинизированной части породы в пересчете на безводный состав по отношению к массе всей породы также с вычетом воды [48]. Весовой процент продуктов серпентинизации по отношению ко всей породе определяют по количеству воды, пористости и плотности этих разновидностей. Плотность устанавливается гидростатическим методом, вместо H_2O используют величину потери при прокаливании, делая допущение, что кроме воды, в пробе нет других летучих компонентов. Степень серпентинизации (объем или масса измененной части породы по отношению к первоначальному значению) удобно определять по диаграмме, в которой учитывается взаимосвязь таких параметров как плотность, H_2O^+ и степень серпентинизации (рис. 13).

Дополнительно для установления степени серпентинизации используют отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 100 / \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ [40]. Конечно, этот метод является в определенной мере ориентировочным, так как при серпентинизации химические анализы необходимо сопоставлять с результатами количественного минерального состава. Кроме того, железистость f и степень окисления железа ψ можно определять по следующим формулам [48]:

$$f = \frac{(2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}) 100}{2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO}} \text{ мол. \%}; \quad f = \frac{\text{Fe} \cdot 100}{\text{Fe} + \text{Mg}};$$

$$\psi = \frac{0,9\text{Fe}_2\text{O}_3}{0,9\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}} \text{ вес. \%}; \quad \psi = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3} \text{ мол. \%}.$$

При замещении лизардитовых серпентинитов хризотилowymi снижается степень окисления железа в породах (4,92; 3,87; 3,28 соответствует слабо, средне и интенсивно серпентинизированным перидотитам) и минералах (отмечается такая последовательность в изменении степени окисления железа, %: в лизардитах 76—94,

хризотиле 68—84, хризотил-асбесте 66—74, магнетите 69—74) [48]. Эффективен термографический метод исследования ультрабазитов и их серпентинизированных разновидностей. По эталонным кривым можно определять такие минералы как клинохризотил, лизардит, антигорит, а также отличать эластичные (прочные) хризотил-асбесты от ломких.

Для установления измененности ранней серпентинизации на уровне современного эрозионного среза используют метод марш-рутных пересечений ультрабазитов с отбором проб через 5—10 м. После обобщения полевых данных и результатов анализов составляют карту серпентинизации. На ней в виде изогипс отражают интервалы степени серпентинизации. Особым знаком отмечают участки, где серпентинизация ультрабазитов составляет 40—60%, как наиболее перспективные на хризотил-асбест. Определяется частота встречаемости зон серпентинизации, которая в целом по массиву может изменяться от 3 до 100%. Особо отмечают зоны контакта полностью и частично серпентинизированных гипербазитов.

При поисковых работах проходят мелкие горные выработки и буровые скважины глубиной до 60 м. Отбор проб из них производится непрерывно точечным методом: из каждого интервала отбирают 5—6 сколков пород через равные расстояния (3—5 м), и объединяют в одну пробу массой 200—250 г через 3—5 м. Встреченные по линиям разреза зоны разломов, а также разновидности пород опробуют отдельно. При этом изменяется интервал опробования. Аномалии оконтуривают по величинам минимально-аномальных содержаний элементов-индикаторов. Значения минимально-аномальных содержаний элементов определяют по основным параметрам распределения индикаторов — среднего и стандарта распределения логарифмов содержаний элементов. Учитывая, что на объектах хризотил- и антифиллит-асбеста фиксируются слабоконтрастные аномалии, их оконтуривание целесообразно проводить по величине минимально-аномальных содержаний, рассчитанных с 5%-ным уровнем значимости. Необходимо построить мультипликативные ореолы таких групп элементов: Ba·Sr·Hg; Cl·F; As·Sb·Ag. Данные геохимических исследований оформляют в виде планов и карт с эндогенными аномалиями, которые разделяют на группы по степени перспективности. По геохимическим и петрографическим данным рекомендуется проводить расчленение гипербазитов (особенно перидотитов). При этом учитываются химический состав пород и содержание пироксена. По количественному составу последнего выделяют три группы перидотитов: а) 5—10%; б) 10—20%; в) 20%. Наиболее перспективные на ас-

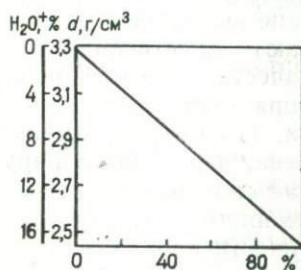


Рис. 13. Номограмма для определения степени ранней серпентинизации дунитов (по плотности и содержанию воды) и гарцбургитов (по плотности) [48]

бест перидотиты, содержащие пироксен от 10 до 20%, выделяют особым знаком. Отмечается также присутствие в серпентинитах lizardита, хризотила, антигорита, магнетита.

При обобщении результатов минералогических исследований на картах особыми знаками необходимо выделять частично серпентинизированные ультрабазиты, а также существенно lizardитовые, хризотилловые, антигоритовые перидотиты и дуниты. При развитии кор выветривания на гипербазитах особо отмечают концентрации кобальт- и никельсодержащих минералов. Геохимические исследования на этапе проведения разведочных работ оказывают существенную помощь при поисках слепых залежей и оценке качества сырья. При проведении буровых работ наблюдаются избирательное истирание и вымывание асбестового волокна из зерна. Поэтому рекомендуется обязательное геохимическое опробование зерна для обнаружения глубоко залегающих асбестовых тел на реальной для их разработки глубине. Для оценки степени эрозионного среза, прогнозирования слепых асбестоносных тел и количественной характеристики вертикальной зональности необходимо определять изменение отношений произведений линейных продуктивностей $Ba \cdot Sr \cdot Hg/V \cdot Ni \cdot Co$ и $Ba \cdot Sr \cdot As \cdot Sb/Cu \cdot Ni \cdot Co \cdot B$.

Эпицентры асбестовых залежей отчетливо выявляются по наличию резких колебаний в степени основности, окисления и коэффициентов железистости. Для выявления залежей асбеста на глубине можно учитывать типы асбестовых тел. Серпентиниты с просячками (волосовидные жилки мощностью до 0,5 мм) и редкими единичными жилками асбеста обычно слагают внешнюю зону и поэтому представляют интерес как указатели возможного промышленного оруденения на глубине. Для серпентинизированных перидотитов, содержащих жилы хризотил-асбеста, установлены аномалии таких элементов, как Ba, Sr, As, Hg, Sb. Наличие таких жил и эндогенных ореолов позволяет считать, что эрозией вскрыты только верхние горизонты, ниже должны залегать тела асбестов с крупной сеткой. В результате этих исследований составляют карты глубинных горизонтов и графики распределения элементов.

При проведении поисково-разведочных работ оценивают качество руды и волокна асбеста. Для этого отбирают зерн длиной 12—15 см и подсчитывают общую ширину поперечных сечений жилок асбеста. Содержание асбеста в руде определяют из отношения суммарной ширины жилок асбеста к общей длине зерна. Сортность асбеста выясняют путем отсчета ширины поперечных сечений жилок асбеста по классам: +4 меш (+4,7 мм); -4+ +1 меш (-4,7+1,35 мм); -1 меш (-1,35 м). Содержание сырья каждого из названных классов определяют из отношения общей ширины жилок асбеста данного класса к суммарной ширине всех жилок. При геологоразведочных работах на каждом новом месторождении устанавливают качество волокна, его прочность и гибкость. В полевых условиях можно проводить извлечение отдельных поперечных волокон из асбестовых жил и измерять их с по-

мощью масштабной линейки. Пробы отбирают через 3 м, результаты обрабатывают статистическими методами.

Для оценки качества асбестовых залежей также можно использовать минералого-геохимические признаки. При уменьшении длины асбестового волокна в серпентинитах обычно увеличивается содержание магнетита. Поэтому по концентрации железосодержащих соединений можно проводить оценку качества асбеста. Для этих целей необходимо анализировать пробы большой начальной массы, поскольку магнетит в породах распределяется резко неравномерно.

Эффективность геохимических методов поисков увеличивается при сочетании их с геофизическими данными.

Этапы и последовательность проведения работ. На первом этапе проводят региональные геологосъемочные и геофизические работы в масштабе 1 : 200 000. Во время этих работ определяют геологические закономерности размещения асбестовой минерализации в пределах изучаемой территории. В регионах с особо сложным геологическим строением допускается проведение геологической съемки в масштабе 1 : 100 000. Поиски серпентинитовых массивов, к которым приурочены месторождения хризотил-асбеста, можно осуществлять при помощи магнитометрической съемки даже тогда, когда они находятся на значительной глубине. После выявления серпентинитовых массивов проводят их оценку. Надежным признаком для выявления перспективных асбестоносных районов является развитие ультрабазитов дунит-гарцбургитовой формации с отношением $M/F > 7$ и офнокальцитов. В общем виде оконтуривают массивы серпентинизированных ультрабазитов, а также карбонатные образования с указанными выше благоприятными признаками. По результатам петрохимических, геохимических и геофизических исследований выделяют массивы ультраосновных пород. При проведении поисковых работ на слабо изученных площадях используют наблюдения из космоса и аэрофотогеологическую съемку. В результате работ на этой стадии конкретизируются площади для проведения детальных поисковых исследований.

На втором этапе проводят геологическую съемку в масштабе 1 : 50 000 на площадях, выделенных по данным, полученным на первом этапе. Основным методом геологосъемочных работ является маршрутное и площадное обследование районов, подлежащих оценке на асбестоносность. Наряду с визуальными поисками (уточнение геологического строения, выявление пунктов асбестизации) проводится геохимическая съемка. Литохимическое опробование рыхлых образований производится по сетке 50×50 м в комплексе с магниторазведкой. Эти методы позволяют оконтуривать массивы серпентинитов и выявлять в них зоны дробления и ядра слабо измененных гипербазитов. Особое внимание обращают на изучение и оценку проявлений асбестоносности (типы, размер тел, качество волокна). Основным результатом работ второго этапа является геологическая карта асбестоносности.

На третьем этапе геологические наблюдения и отбор проб проводятся вкрест простирания гипербазитовых интрузивов через каждые 100 м. Маршруты сопровождаются проходкой горных выработок для проверки геохимических и геофизических аномалий. Предварительную разведку проводят на проявлениях асбеста, выявленных в предыдущие этапы и характеризующихся благоприятными признаками (масштабность, качество). На этой стадии геохимические исследования позволяют без ущерба в выявлении параметров продуктивных тел разрезать сеть скважин и горных выработок.

Мусковит

Все промышленно-ценные мусковиты относятся к политипной модификации 2М с некомпенсационными изоморфными замещениями. Большинство мусковитовых провинций приурочено к полиметаморфическим комплексам, причем метаморфические циклы проявлялись раньше пегматитов, синхронно с ними и после их образования. Постпегматитовый прогрессивный метаморфизм вызывает дегидратацию мусковита и замещение его парагенезисами с участием дистена, силлиманита и андалузита, а низкотемпературный постпегматитовый диафорез сопровождается альбитизацией, новообразованием спессартинового граната и иногда акцессорной редкометальной минерализацией, что отрицательно сказывается на качестве мусковита.

Мусковитовые месторождения группируются в линейновытянутые пояса длиной в сотни и шириной в десятки километров. Они приурочены к крупным складчатым структурам в породах амфиболитовой фации многоэпиклиналильной группы флишевых и флишеидных формаций ранних и особенно средних стадий тектонических циклов [23]. Проблема магматического контроля достоверно не решена. Многие пегматитовые поля расположены вне пределов развития крупных гранитных массивов и связаны с ними лишь общими процессами ультраметаморфизма и гранитизации пород.

Различают плагиоклазовые и дающие максимум деловой слюды микроклин-плагиоклазовые (вплоть до чисто микроклиновых) мусковитовые пегматиты. Образование пегматитов происходило на фоне высокотемпературного метасоматоза и перекристаллизации пород, частным случаем которого явилось возникновение плагиоклазовых пегматитов, характеризующихся сходством состава и постепенными переходами к вмещающим породам, наличием скинитов и теневого строения. Микроклиновые и микроклин-плагиоклазовые пегматиты кристаллизовались из расплава, на что указывают их независимое положение по отношению к вмещающим породам любого состава, наличие резких контактов, письменных гранитов во внешних оторочках тел, часто хорошо выраженное зональное строение тел. Пегматиты вне зависимости от своего происхождения подвергались активной переработке гидротермальными растворами в такой последовательности: ранний высокотемпер-

ратурный щелочной этап (в плагиоклазовых пегматитах отсутствует), кислотный этап, поздний среднетемпературный щелочной этап. Сходные преобразования фиксируются и в окружающих породах.

В отношении генезиса мусковита существуют две точки зрения — кристаллизация из пегматитового расплава и метасоматическое преобразование полевых шпатов под действием гидротермальных растворов. Об этом свидетельствует зависимость между содержанием мусковита в пегматитовых телах, составом и характером изменений вмещающих пород. Система на этом этапе была открытой, что подтверждается близкими содержаниями летучих веществ в пегматитах и вмещающих породах, коэффициентами щелочности алюминия в шестерной координации, меньшей степенью окисленности элементов (Fe, Mn) в плагиоклазе, микроклине, биотите, гранате, ортите.

Предпосылки применения геохимических методов при поисках и оценке месторождений. 1. Мусковитовые пегматиты локализуются в толщах, в составе которых преобладают (>70%) породы, благоприятные для образования мусковита (биотитовые, гранат-биотитовые, кианит-гранат-биотитовые, двуслюдяные плагиогнейсы и сланцы). Пегматиты приурочены к той части разреза, где преобладают апоглинистые породы с повышенным содержанием глинозема и заключенной в минералах конституционной воды (от 1 до 2%) при умеренном содержании K, Mg и Fe. Показателем глиноземистости является молекулярный коэффициент $A = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ [33]. Оказалось, что при увеличении этого отношения во вмещающих породах с 1,5 до 2 содержание мусковита в пегматитовых жилах увеличивается от 100 до 600 кг/м³. В толщах пород с содержанием $\text{K}_2\text{O} > 4\%$ образуются керамические, а в богатых Fe и Mg ($\Sigma > 14\%$) толщах пород — биотитовые или амфиболитовые пегматиты. Мусковит в этих пегматитах либо отсутствует, либо плохого качества.

2. Чередование в разрезе пород, изменяющих состав растворов, т. е. их контрастность, способствует образованию мусковита. Воздействие растворов на контрастные по составу породы приводит к появлению неравновесных минеральных ассоциаций — для фоновых пород характерны равновесные ассоциации. Количественные оценки степени контрастности пегматитов и окружающих пород в зависимости от их слюдоносности изучены плохо. Контрастность составов пегматитов риколатвинского типа и гнейсов составляет: SiO_2 4,6—7,2%; MgO 2,83—3,25%; FeO 4,58—8,14%. Представляется, что для образования высококачественных кристаллов мусковита необходима оптимальная степень контрастности пород, так как при очень резких различиях в составе слюдообразующих растворов и полевых шпатов пегматитов при высокой скорости роста кристаллов будут захватываться примеси, образовываться различные дефекты и т. п. Косвенным доказательством справедливости этого предположения является приуроченность некоторых месторождений к гранат-кианит-биотитовым и кианит-

двуслюдяным гнейсам, отличающимся от таких же фоновых пород стабильностью состава.

3. Гидротермальными растворами элементы, которыми обогащены пегматиты, частично выносятся в породы субстрата и, наоборот, часть компонентов (ОН, F, Cl и др.) привносится извне. Таким образом вблизи пегматитов возникают ореолы измененных пород. В ранний щелочной этап образуются внутренняя зона микроклинизации, промежуточная — андезинизации, внешняя — гидратации пород. С кварц-мусковитовым замещением связаны хлоритизация биотита, образование промежуточных олигоклаз-микрклиновых и внутренних существенно мусковитовых зон. Кварцевому замещению в пегматитах отвечает ореол замещения вмещающих пород (от периферии к центру) — хлоритизация, мусковитизация и окварцевание. Вследствие унаследованности путей движения растворов разновременные изменения пород частично или полностью перекрывают друг друга, образуя сложные совмещенные ореолы вблизи большинства слюдоносных пегматитовых тел. При поисках предпочтительнее следует оказывать аномалиям, связанным с кварц-мусковитовым замещением. Большое значение имеют инфильтрационные ореолы*, форма и размеры которых определены формами и размерами пегматитовых тел, интенсивностью преобразования и степенью контрастности составов пегматитов и окружающих пород, трещиноватостью и химической активностью последних, наличием экранирующих горизонтов и др. По размерам инфильтрационные ореолы обычно значительно превышают пегматитовые жилы, хотя из-за чередования неизменных и интенсивно переработанных пород проведение границ затруднено. При интенсивной трещиноватости размеры экзоконтактных ореолов увеличиваются, а интенсивность изменения пород ослабевает. Меньшая контрастность состава вмещающих пород и пегматитов приводит к уменьшению контрастности ореолов.

Строение и состав вмещающих пород влияют на характер и интенсивность их преобразований, а в совокупности с подстилающими породами определяют и особенности метасоматоза в самих пегматитах. Для пегматитов, залегающих в дистеновых горизонтах, наиболее характерно кварц-мусковитовое замещение, а в пегматитовых жилах из пачек, богатых известково-силикатными породами, наиболее интенсивно проявлены процессы ранней щелочной стадии и в меньшей степени — кварцевого замещения. В пачках переслаивания пород метасоматические преобразованные породы имеют полосчатое строение. В известково-силикатных породах в стадию мусковитизации вместо мусковита развивается биотит. В дистеновых гнейсах в ранний щелочной этап вместо микроклина образуется мусковит, так как под действием пород повышается кислотность растворов. В карбонатных породах вблизи слюдоносных пегматитов широко распространены скаполит, эпидот,

* Диффузионные маломощные ореолы чаще образуются вблизи согласных непромышленных пегматитовых жил.

клиноцоизит. Дистеновые гнейсы с гранатом по направлению к пегматиту последовательно сменяются дистен-гранат-биотитовыми, гранат-биотитовыми, мусковит-биотитовыми и иногда чисто мусковитовыми гнейсами и слюдитами, что сопровождается уменьшением количества дистена, роговой обманки, рутила, граната и иногда биотита при одновременном увеличении апатита, мусковита, сульфидов, обычно появляются микроклин, турмалин, монацит, берилл и некоторые другие минералы.

В экзоконтактных ореолах основные плагиоклазы сменяются кислыми с одновременным упорядочением кристаллической решетки, что характерно и для микроклин. По направлению к пегматиту зерна граната становятся крупнее при одновременном уменьшении содержания Mg и увеличении Mn и в меньшей степени Fe с соответствующим увеличением элементарной ячейки (в 10^{-4} см) от 11 533 до 11 544; в биотитах увеличиваются содержания Fe, F, Li, Ba, Mn, Ga, Ca, Cu, Zr и уменьшаются — Mg, Ti, V и Sc, причем в биотитах вблизи неслюдоносных пегматитов содержание Ba, Ca, Ga, Zr, Sc меньше фонового, вблизи промышленно-слудоносных — больше [7].

В общем, по направлению к слудоносным пегматитовым телам во вмещающих породах обычно увеличивается содержание щелочных элементов, SiO_2 , Ba, Sr, Ga, Be, Tl, TR, Li и уменьшается — Ti, Cu, Zr.

4. Продуктивные мусковитовые пегматиты отличаются от непродуктивных пониженным содержанием Mg, Ca, Cr, Sr, V, Ba, а по отношению к ранее сформированным щелочным зонам также Rb и Cs, иногда Pb, Be. В плагиоклазах, микроклинах, биотитах, муковитах, апатитах и других минералах обычно больше K, Na, Li, Fe, Mn, Pb, Cs, F, Be, Bi, Pb и других флюофильных элементов и меньше Ba, Sr, Ca, Mg, Ti и других пирофильных элементов [28].

Отдельные отклонения от этой тенденции связаны с особыми условиями образования минералов или особенностями строения их кристаллической решетки. В кварцевых и кварц-мусковитовых зонах вследствие замещения биотита на мусковит в реликтовом перекристаллизованном биотите больше Ti и Mg; в кристаллах мусковита, образующихся при гидролизе полевых шпатов, относительно много Ba, Sr и других характерных для полевых шпатов, элементов; в турмалинах увеличивается содержание алюминия, в непродуктивных мусковитах поздних щелочных стадий много Pb, Cs, Be, Ta, Zr. Почти во всех минералах содержание ΣLa и особенно $\Sigma\text{TR}_2\text{O}_3$, Sn, Ga увеличивается, а La и Ce — уменьшается от монацит-урановых керамических к ксенотим-карбурановым слудоносным пегматитам, что связано с накоплением иттриевых лантоноидов вследствие повышения кислотности среды в период кристаллизации мусковита. В полевых шпатах и биотитах зон кварц-мусковитового замещения возрастают значения Li/Rb, Ca/Ba, Sr/Ba, Li/K, K/Pb, Cs/Rb, что особенно рельефно проявляется на фоне пород, сформированных в раннюю щелочную стадию,

для которых, по сравнению с неизменными породами, значения большинства этих отношений изменяются в противоположную сторону. В мусковитах из продуктивных объектов величины $Na/(Na+K)$ минимальные. Индекс упорядочения в плагиоклазах промышленных пегматитов высокий (90—110), а основность пониженная (14—15) [149]. В упорядоченной решетке алюминий находится в положении $T_1(O)$; в неупорядоченной — равномерно распределен по тетраэдрам $T_1(O)$, $T_1(m)$, $T_2(O)$, $T_2(m)$. В кварце из промышленных жил много включений, гомогенизирующихся при температурах ниже 400°С. Значения параметра τ — частного от деления отношений содержаний общего и палеоатмосферного аргона в низко- и высокотемпературных включениях — в крупных промышленных объектах <1 , во второстепенных и непромышленных >1 . Для оценки продуктивности также привлекаются степень изменений во вмещающих породах, показатель их глиноземистости, характер мусковитизации — интенсивное образование мусковита по плагиоклазам прямо указывает на количество слюды в пегматитах, причем особенно интересен ориентированный под углом к кристаллизационной сланцеватости метаморфических пород мелкочешуйчатый мусковит, образованный из тех же растворов, что и мусковит из пегматитов; имеет значение и цвет мусковита: широкое развитие светло-коричневого «рубинового» мусковита — признак высокой продуктивности (в отличие от зеленовато-коричневого или позднего зеленовато-желтого мусковита) изучаемого объекта.

5. Пегматиты, сформировавшиеся на разных глубинах, отличаются содержанием отдельных элементов и минералов. В приподнятом блоке, где эрозионный срез достигает максимальных значений, пегматиты обогащены Ba и Sr и обеднены Li, Rb, Cs, а пегматиты, сконцентрированные в верхах разреза, характеризуются хорошей дифференциацией и большим (>500 м) протяжением жильных зон на глубины при относительном обогащении пород и минералов Rb, Cs, Nb, F и Sn и обеднении Ca, Mg, Ba, Sr, V, Ti [28]. Разница в давлении в период образования пегматитов в приподнятом и опущенном блоках составляла 100 МПа [28].

6. В ранних генерациях микроклинов и других минералов из головных частей жил, по сравнению с килевыми частями, больше Li, Rb, Cs, Be, Pb и меньше Ba, Sr, Ca, что может быть использовано для оценки их эрозионного среза.

Таким образом, минералого-геохимические методы можно применять для разных целей — оценки перспективности территорий и величины их эрозионного среза, поисков конкретных пегматитовых жил или их скоплений, оценки перспективности самих жил и величины эрозионного среза по перечисленным минералам и элементам-индикаторам, значение которых на разных этапах работ различно: для поисков важны элементы и минералы, образующие широкие и контрастные ореолы вблизи пегматитовых тел, для

оценки их продуктивности — минералы и элементы с наиболее четкими корреляционными связями с мусковитом.

Вблизи слюдоносных пегматитов образуются ореолы пропаривания, что позволяет применять декриптометрические методы исследования, фиксирующие гидротермально переработанные породы вне зависимости от природы самих растворов. С помощью этого метода был обнаружен ряд промышленно-интересных объектов.

Разбраковка декриптофонических аномалий вблизи промышленно-слюдоносных и неслюдоносных тел проводится весьма надежно по их форме и числу взрывов в разных температурных интервалах (90% -ная сходимость результатов). Такая высокая сходимость отмечалась в отдельных пегматитовых полях, с четким разделением во времени и пространстве этапов минерализации, но, как показывает практика поисковых работ, в целом, она безусловно завышена. Вблизи пегматитовых тел наиболее четко выраженные положительные аномалии дают Rb и Ba. Но они связаны со щелочным этапом становления пегматитовых тел и поэтому вблизи слюдоносных объектов аномалии могут отсутствовать, а часть их будет ложной. Более перспективно, казалось бы, использование аномалий, связанных с кварц-мусковитовым этапом (Be, TR, В, Li и др.), но аналогичные, хотя обычно и менее четкие аномалии иногда развиваются в связи с образованием мусковита на регрессивном этапе метаморфизма пород. Поэтому предпочтительнее комплексное изучение аномалий в пределах ореолов пропаривания вмещающих пород с учетом различий в фоновых и минимально-аномальных содержаниях для разных пород. Наиболее целесообразно использовать Rb, Cs, Ba, Tl и Li, которые дают дву- пятикратное превышение над фоном. Одновременно используют и минералы-индикаторы пирит и пентландит, учитывая, что их количество увеличивается от неизмененных пород к пегматиту от долей процента до 5%. Однако в ряде случаев целесообразней использовать понижение концентрации минералов (дистен, гранат) и элементов вблизи пегматитовых тел для их поисков. Элементы-антагонисты могут иметь более важное поисковое значение, чем элементы-спутники [41]. Примером этого являются ореолы слюдоносных пегматитовых жил. В них отмечаются незначительные дву-трехкратные повышения содержания бария и свинца при значительно более контрастном (5—20 раз) понижении содержания ванадия, хрома, титана, никеля и железа [41], что способствовало открытию новых месторождений.

Возможность применения элементов-индикаторов зависит и от особенностей геохимических методов. Для гидрогеохимических методов большое значение имеет растворимость соединений элементов в воде. В грунтовых водах вблизи мусковитовых пегматитов накапливаются Li, Rb, иногда Be и Nb, причем связанные с кварц-мусковитовым замещением Be и отчасти Li представляют особый интерес. Весьма перспективно и изучение анионных групп. В водах вблизи крупных месторождений значение

$\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ резко повышено, что связано с окислением сульфидов железа, сконцентрированных у контактов пегматитовых жил.

Закономерности накопления (рассеяния) элементов в растениях изучены плохо. До сих пор нет единого мнения в отношении объекта исследований (типы растений, ветки или листья и т. д.), методики отбора и обработки проб. Все же отметим, что в растениях вблизи пегматитовых тел накапливаются Li, Rb и Cs. Закономерности распределения элементов и минералов во вторичных ореолах изучены недостаточно, что отчасти обусловлено усилением рассеяния элементов при гипергенных процессах. В рыхлых отложениях следует ожидать повышения концентрации типоморфных минералов. И. Н. Сочеванов [41] установил, что вблизи промышленных пегматитовых тел концентрация мусковита во фракции 20 мм проб, отобранных на границе делювиальных и эллювиальных отложений, особенно велика. Вблизи слюдоносных пегматитовых тел, по одним данным, устанавливаются положительные ореолы Pb, Ba, Be, P (V, Cr, Ti меньше фона), а по другим — Li, Rb, Cs, иногда Be, Zr, Ga, т. е. эти данные несопоставимы. Таким образом, можно рекомендовать использовать при поисках мусковитовых пегматитов лишь литогеохимические методы по первичным ореолам, гидрогеохимические методы и исследования минералов во вторичных ореолах.

Минералы и элементы-индикаторы, используемые при оценке продуктивности пегматитовых тел, не всегда идентичны. Например, упомянутый показатель глиноземистости (коэффициент А) практически невозможно использовать при поисках объектов, но он хорошо действует при их оценке; кислые плагиоклазы с высокой степенью упорядоченности вблизи пегматитов образуют мало мощные ореолы, но зато достаточно хорошо указывают на степень их продуктивности; промышленно-слюдоносные пегматитовые жилы выделяются пониженными содержаниями бария или стронция, хотя сами вмещающие породы вокруг пегматитовых тел характеризуются повышенным содержанием именно этих элементов, и т. д. Целесообразно использовать и сам мусковит, извлекаемый из скважин, для оценки продуктивности вскрытых тел, так как между содержанием мусковита, измельченного и определенного размера, в скважинах и запасами мусковита по сортам существует четко выраженная зависимость — коэффициент корреляции для месторождений Карелии изменяется от 0,3 до 0,9.

Методика работ. Геохимические работы проводят в определенной последовательности в связи с изменением задач и объектов исследования.

При геологосъемочных и поисковых работах в масштабах 1 : 200 000—1 : 50 000 оконтуривают продуктивные вмещающие породы по данным изучения коренных обнажений и металлометрической съемки рыхлых отложений. В минералах из первичных зон пегматитов определяют содержание Ba, Sr и других индикаторных элементов, позволяющее оценить эрозийный срез жильных серий в данном тектоническом блоке и тем самым определить глу-

бину оруденения. Геохимические исследования на этом этапе проводятся в комплексе с изучением метаморфизма вмещающих пород, структур, контролирующих размещение пегматитовых полей, и других геологических объектов.

Геохимические исследования в масштабах 1 : 10 000—1 : 2000 направлены на поиски и оценку перспектив слюдоносных пегматитовых жил и одновременно (особенно в масштабе 1 : 10 000) на детализацию работ предыдущего этапа исследований. Возможность применения геохимических методов поисков в масштабе 1 : 10 000 определяется размерами литогеохимических ореолов, однако из-за вероятности пропуска промышленно-ценных объектов в узлах их наибольших концентраций целесообразно применять поиски в масштабах 1 : 5000—1 : 2000. Вначале проводят декрепитометрические исследования, что обусловлено их дешевизной и высокой производительностью (пробы массой 1 г, измельченная до фракции 0,5—1 мм) при четкой фиксации выявленных аномалий — взрываемость газожидких включений больше фоновой в 5—10 раз. Разбраковку аномалий проводят по двум признакам: а) по форме: вблизи тектонических зон — вытянутые линейные симметричные, вблизи пегматитов — локальные линзовидные асимметричные; 2) по процентному отношению количества взрывов газожидких включений при температурах до 260° С к общему их количеству до 540° С, которое составляет для неслюдоносных пегматитов менее 10%, для непромышленно-слюдоносных менее 25%, для промышленно-слюдоносных более 30%. В пределах выявленных аномалий сгущают сеть отбора проб и определяют типоморфные минералы и элементы-индикаторы. При изучении минералов, помимо состава, отмечают особенности облика, цвет, размер кристаллов и агрегатов, позволяющих судить о характере их преобразований. Большое значение имеет и изучение отношения содержаний элементов-спутников и элементов-антагонистов оруденения. Использование контрастного Rb-V отношения позволило установить, что 75% промышленно-слюдоносных жил отмечены ореолами с максимальными значениями этого отношения [41]. При наличии большого числа элементов-спутников и элементов-антагонистов целесообразна обработка материалов на ЭВМ Минск-2 по специальной программе «Слюда». На основании определения фоновых содержаний элементов и минералов-индикаторов в пегматитах и вмещающих породах рассматриваемого региона изучаются отклонения в составе, характерные для промышленных объектов и вмещающих пород, что позволяет проводить оценку возможной продуктивности уже обнаруженных объектов по методу аналогии. В связи с относительно небольшой контрастностью в содержаниях неизмененных и измененных (в ореоле) пород минимально-аномальные содержания определяются по формуле $a_m = \bar{e} - 2\sigma$, что отвечает вероятности попадания в ореол, равной 0,995.

Литогеохимические ореолы изучаются в комплексе в петрографией и минералогией вмещающих пород и пегматитов, с целью установления характера и направленности изменений в разных ча-

стях ореола. Геохимические поиски необходимо проводить на основе данных структурных съемок, что содействует более уверенной отбраковке ложных аномалий в зонах разлома и т. д. Структурные съемки в закрытых районах часто базируются на геофизических данных. Геофизические методы можно применять и для непосредственного выделения и изучения ореолов измененных пород вблизи слюдоносных пегматитов, что обусловлено повышенным содержанием рудных минералов. Интенсивность вызванной поляризации в околопегматитовой зоне, мощность которой в 10 раз больше мощности пегматитовых тел, в 2 раза выше фоновой, соответствующие величины диэлектрической проницаемости 13 и 8,4, магнитной восприимчивости $29 \cdot 10^{-6}$ и $22 \cdot 10^{-6}$ СГС, плотности 2,80 и 2,76 г/м³, что позволяет применять при поисках и оценке ореолов вблизи слюдоносных пегматитов методы естественного электрического поля, вызванной поляризации и магниторазведку. Учитывая увеличение содержания кварца при кварц-мусковитовом и кварцевом замещении, в пегматитах и вблизи них для поисков слепых объектов можно использовать пьезоэлектрический метод, электропрофилирование и ВЭЗ. Это позволит уточнить простирание слепых мусковитовых зон, выявленных по геохимическим и минералогическим ореолам, и расчленить аномалии, вызванные пегматитами и пластами кварцитов.

На стадии разведки определяют возможность прослеживания промышленно-слюдоносных зон или возможность их выявления на глубине в случае непромышленного оруденения у поверхности. Эту задачу решают путем изучения характера и интенсивности переработки пород вблизи контрастных по составу пород. Интенсивная переработка, сопровождающаяся соответствующим перераспределением элементов и минералов, свидетельствует о промышленной слюдоносности объектов на глубине и позволяет оценивать перспективы объектов по скважинам малого диаметра. Одновременно учитывают и распределение элементов-индикаторов в головных и тыловых частях жил. Во время разведки крупных одиночных пегматитовых жил геохимические исследования целесообразно сочетать с определениями кажущегося сопротивления, что позволяет уточнить элементы залегания и форму жил.

Количественная оценка степени эффективности геохимических исследований фактически не проводилась. Затраты на отбор проб и их анализ при литогеохимических поисках месторождений мусковита по первичным ореолам сравнительно низкие (примерно такие же, как при проходке скважины глубиной 200 м), что свидетельствует о высокой их эффективности. Но при этом не учитываются процент пропуска слюдоносных объектов, процент ложных аномалий. Следовательно, возможны потери сырья в недрах, увеличиваются непроизводительные затраты при проверке ложных аномалий. Поэтому до проведения специальных экономических исследований о количественной оценке степени эффективности геохимических работ в районе слюдоносных месторождений говорить

преждевременно. Однако можно наметить такие мероприятия, способствующие повышению качества и эффективности работ.

1. Более тщательная отбраковка территории (исключение районов развития пород, слабо контрастных по своему составу, бесперспективных структур и т. п.).

2. Комплексность работ, за исключением тех методов исследования (биогеохимия, вторичные геохимические ореолы), которые пока малоэффективны.

3. Соблюдение последовательности геохимических работ.

4. Внедрение новых перспективных, но слабо применяемых методов (гидрогеохимия и др.).

5. Более широкое привлечение элементов анионной группы для выявления аномалии. Необходимость этого положения подтверждается проведенными декрептометрическими и гидрогеохимическими исследованиями, большим влиянием рН растворов на характер протекающих процессов при относительной независимости анионной части растворов от состава окружающих пород.

6. Более широкое исследование распределения элементов в отдельных (лучше всего сквозных) минералах, а не породах. Содержание исследуемых минералов во вмещающих породах существенно влияет на возможность извлечения элементов из минералообразующих растворов и степень их накопления в самих минералах. Считалось, что увеличение мощности ореолов и увеличение содержания элементов-индикаторов в минералах определяются интенсивностью слюдообразующих растворов. Но проведенные ранее исследования распределения фтора в биотитах из гранитов показывают, что при примерно одинаковом содержании фтора в гранитах, содержание его в биотитах уменьшается с увеличением содержания биотита.

7. Повышение чувствительности и точности анализов, способствующее выявлению новых элементов-индикаторов.

8. Улучшение обработки анализов за счет определения форм нахождения ртути и других элементов, использования мультипликативных ореолов, а также привлечения данных не только по содержанию, но и по закономерностям распределения (дисперсии) элементов и т. п.

Флогопит

Промышленность использует крупные бездефектные кристаллы флогопита с небольшим содержанием железа и повышенной концентрацией фтора, которые образуют месторождения, связанные с сильно метаморфизованными Mg-Ca породами архея и протерозоя или с более молодыми комплексами ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов. Общие поисковые критерии месторождений флогопита: 1) древнейшие геосинклинальные области развития Mg-Ca пород с наложенным метаморфизмом амфиболитовой стадии на породы гранулитовой фации; 2) присутствие

в районе ареалов гранитизации с участками слабоизмененных продуктивных пород, в пределах которых отмечают интрузии гранитов и пегматитов; 3) метасоматические (диопсидовые) породы в участках проявления изоклиальной складчатости среди пироксеновых гнейсов, сланцев и амфиболитов вдоль тектонических нарушений; 4) глубинные разломы на щитах, в краевых частях платформ, во внутригеосинклинальных поднятиях и срединных массивах; 5) зональные интрузивы кольцевого строения, в составе которых особенно благоприятны тела пироксенизированных или меланитизированных оливинитов; 6) сочетание гипербазитов с телами нйолит-мельтейгитов, нефелиновых и щелочных сиенитов, карбонатитов, а также участки повышенной трещиноватости в этих породах.

Предпосылки применения геохимических методов. Благоприятны сочетания контактирующих контрастных по составу магматических и метаморфических пород, обогащенных Mg и K. Чем сильнее различие в составе пород между этими элементами, тем больше вероятность формирования месторождений при воздействии минералообразующих растворов. Промышленная ценность флогопитовых проявлений определяется интенсивностью K-Mg метасоматоза, который приводит к образованию зональных тел (флогопитовых, диопсидовых, диопсид-флогопитовых, диопсид-амфиболовых, диопсид-ортоклазовых) с центральным ядром в виде флогопитовой зоны [23]. Промышленные флогопитовые жилы, в раздувах которых встречаются наиболее ценные кристаллы флогопита, иногда секут метасоматическую полосчатость.

Минеральный состав флогопитовых зон и жил разнообразный: диопсид, амфибол, флюорит, фтор-апатит, кальцит и др. (метаморфогенные месторождения). Еще более разнообразен состав в месторождениях, связанных с комплексами ультраосновных и щелочных пород и карбонатитов (см. раздел «Апатиты»).

Элементами-индикаторами флогопитового оруденения являются Mg, K, F, а также группа OH и, судя по данным изучения отдельных регионов, Sr, Ba, Li, Rb, Cs. Состав ореолов вокруг метасоматитов ввиду перераспределения элементов в зонах контакта пород разнообразный. При формировании по гранито-гнейсам диопсидовых тел, ассоциирующих с флогопитовым оруденением, установлены вынос K и Rb, привнос Mg, Li и Cs. Калий и рубидий особенно интенсивно накапливались в экзоконтактах диопсидовых тел: диопсид-полевошпатовой зоне со стороны гнейсов и кальцифировой зоне со стороны мраморов [23]. Содержание Mg, заимствованного из мраморов, последовательно снижается от мраморов (12,4%) к кальцифирам (11,2%), диопсидовым (10,2%) и диопсид-полевошпатовым (1,3%) породам, гранито-гнейсам и гнейсам с диопсидом (0,4%). Литий и цезий привносились извне — их количество уменьшается по обе стороны от диопсидовых тел с флогопитом, т. е. к гранито-гнейсам и мраморам. Между Li, Cs и Mg существует корреляционная зависимость, которая проявляется в постепенном увеличении значения Mg/Li от гранито-гнейсов к мраморам.

морам, что свидетельствует о выравнивании их химического потенциала по магнию.

К важнейшим элементам-индикаторам относятся фтор и хлор, присутствие которых в минералообразующих растворах доказывалось как парагенезисами флогопита со скаполитом и гуммитом, так и высокими концентрациями этих элементов в газожидких включениях и в самих флогопитах. Магний и фтор в флогопите связаны прочнее, чем железо и фтор, поэтому возрастание химической активности фтора способствует кристаллизации менее железистых и более качественных флогопитов, чему благоприятствует и пониженное содержание железа в окружающих породах.

Маложелезистые флогопиты с высоким содержанием фтора обнаружены в качестве пороодообразующих минералов в мраморах и кальцифирах Памира, Алдана и некоторых других районов. Но из-за малых размеров и небольшого количества кристаллов эти флогопиты бесперспективны. В околосокарновых кальцифирах встречаются в небольших количествах перекристаллизованные крупные кондиционные кристаллы чуть более железистого флогопита. В магнезиально-скарновых телах иногда образуются и промышленные его концентрации, но основная масса флогопита приурочена к жилам и гнездам в околотрещинных магнезиальных скарнах и имеет еще большую железистость. Увеличение содержания Fe во флогопите в рассматриваемом случае обусловлено, по нашим представлениям, снижением давления в процессе раскрытия трещин, что способствовало и образованию более крупных его кристаллов. О возможностях применения фтора в качестве эффективного индикатора флогопитоносности свидетельствуют результаты опытных геохимических исследований. Установлены различия в количестве фтора в флогопитах, диопсидовых породах (0,007—0,26%) и вмещающих их гранитах (0,009%), а также в кристаллических сланцах и гнейсах. Количество фтора в биотите, флогопите и роговой обманке при их выветривании уменьшается на 30—40%. Степень выноса фтора увеличивается с уменьшением размеров частиц. Максимальные концентрации фтора установлены в поверхностных болотных водах ландшафтов кислого глеевого класса, где много органического вещества (перманганатная окисляемость 25—30 мг/л O_2). В надмерзлотных грунтовых водах ландшафтов кислого класса фтора и органического вещества мало (перманганатная окисляемость 1 мг/л O_2). Содержание фтора и органического вещества в ручьях, формирующихся из болотных и надмерзлотных грунтовых вод, коррелируется с содержанием фтора в растениях, т. е. фтор вначале проходит через биогенный цикл. При исследовании распределения фтора в воде необходимо учитывать величину перманганатной окисляемости (косвенно указывающей на содержание органического вещества) в соответствии с экспериментально установленной линейной зависимостью $y = 0,066 + 0,0087x$. Прямая *BA* на рис. 14 отвечает этому уравнению, а прямые *CD* и *EF* ограничивают фоновые значения фтора в водах вне зоны действия флогопитовых месторождений в зависимости

от величины перманганатной окисляемости при доверительной вероятности 0,90. Минимальное anomальное значение коэффициента F , рассчитанного из уравнения прямой CD ($y = 0,66 + 0,067 + 0,087x$), равно 0,009. Anomальные значения коэффициента F прослеживаются вниз по склону от исследованного флогопитового проявления на 150 м, что значительно больше ореола anomальных значений Cl , S и Mg . Постоянные водотоки, на водосборной площади которых сосредоточены проявления и месторождения флогопита, не обладали anomальными значениями коэффициента F .

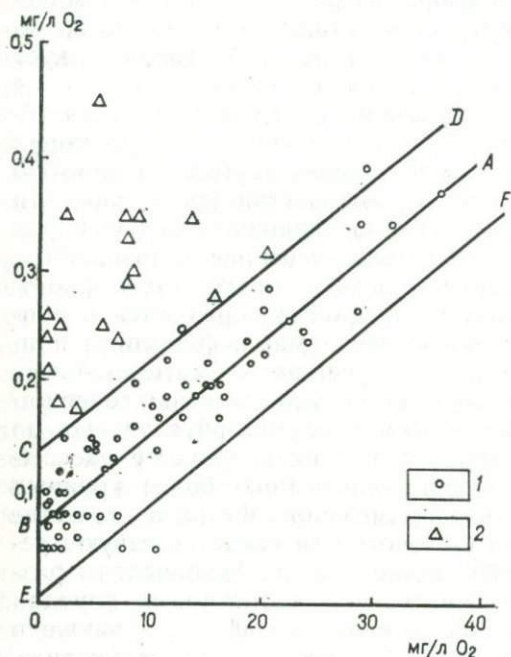


Рис. 14. Содержание фтора в водах, мг/л [45]
1 — на территории вне флогопитовых месторождений; 2 — на территории, связанной с флогопитовыми месторождениями

ди которых сосредоточены проявления и месторождения флогопита, не обладали anomальными значениями коэффициента F .

Повышенные концентрации фтора отмечаются и в первичных литогеохимических ореолах. Anомалиями фтора отчетливо обрисовываются флогопитовые месторождения, образовавшиеся на контактах оливинитов с щелочными породами. Содержание фтора в ийолит-мельтейгитах внешнего контакта колеблется от 0,02 до 0,08%, в зоне же развития флогопитовых пород по измененным оливинитам оно возрастает до 0,4% F [21]. Минералы, богатые F и Cl , имеют поисковое значение.

Вблизи флогопит-кальцитовых жил в укрупненных зернах кальцита из мраморов много Sr (0,14%) и Ba (0,024%). На некотором удалении от жил внешние изменения мраморов не устанавливаются, но бария в кальцитах (0,017%) примерно в 5 раз больше, чем в неизмененных мраморах. Содержание Sr и Ba в кальцитах возрастает по мере развития регрессивного метаморфизма от доломитовых к кальцитовым мраморам, карбонатным метасоматитам и кальцит-сульфидным прожилкам. На фоне общей последовательности устанавливаются частные отклонения в сторону резкого увеличения содержаний бария, обусловленные уменьшением давления вблизи тектонических нарушений, повышением температуры вблизи магматических тел или резкими изменениями состава растворов на контакте разных пород. Резкое повышение содержания Ba в кальцитах из промышленных жил свя-

зано с резким уменьшением давления в участках жилообразования и некоторым увеличением щелочности растворов. Однако выявленные закономерности базируются на ограниченном числе проб, отобранных в пределах одного месторождения, что не позволяет пока рекомендовать Ва и Sg в качестве элементов-индикаторов для широкого внедрения в практику.

В флогопитах, относящихся к промышленно-ценной генерации, установлены повышенные концентрации водорода среди находящихся под большим давлением адсорбированных газообразных примесей, приуроченных к дефектным участкам кристаллов, что позволяет надеяться на использование этой закономерности для предварительной оценки качества кристаллов по мелким его обломкам и шламу.

Методика работ. При поисково-съёмочных работах в масштабе 1 : 50 000 и мельче геохимические исследования проводят с целью выделения продуктивных для флогопитовых месторождений комплексов пород на основании таких элементов-индикаторов как К, Mg, Са, что имеет особенно большое значение в задренованных районах. Гидрогеохимическое опробование на фтор можно рекомендовать проводить на участках, выделенных при геологосъёмочных работах в масштабах 1 : 50 000—1 : 10 000. Рекомендуются для опробования источники надмерзлотных грунтовых вод и поверхностные болотные воды. Воды постоянных водотоков не представляются перспективными для опробования. Максимальных размеров (150—200 м) ореолы рассеяния фтора достигают в избыточно увлажнённых ландшафтах кислого глеевого класса. Обнаружение вторичных ореолов рассеяния фтора позволит значительно сузить площади, перспективные для детальных поисковых работ [45]. Аналогичные задачи при поисковых работах в масштабах 1 : 10 000—1 : 2000 решаются и на базе литогеохимических ореолов, при этом для определения содержания F и Cl успешно применялись нейтронно-активационные геофизические исследования. Среди геофизических работ, которые рекомендуется проводить в комплексе с геохимическими, заслуживают внимания электроразведка, магниторазведка и γ -съёмка. Контакты разнородных пород и тектонические нарушения картируют методом радио-КИП и с помощью магниторазведки. Выделение флогопитовых тел проводится методами ДЭП и наземной γ -съёмки [34].

Выявленные объекты оцениваются по степени их продуктивности, исходя из масштаба и интенсивности $K=Mg$ метасоматоза и соответствующей зональности, крайним членом которой являются флогопит-диопсидовые породы. Флогопитизация сопровождается иногда железистым метасоматозом с образованием роговой обманки, паргасита или магнетита, а иногда, наоборот, выносом железа. Наличие в составе зон минералов с большими содержаниями F и Cl (флюорит, фтор-апатит, флогопит, скаполит и др.) указывает на промышленную минерализацию, которая часто связана с флогопитовыми жилами, занимающими секущее положение по

отношению к первичной метасоматической полосчатости. Качество сырья оценивается по содержанию Fe и F в флогопитах и сопутствующих минералах — чем меньше железа и больше фтора, тем качество лучше. Маложелезистые флогопиты следует ожидать в участках с умеренной тектонической активностью (где образование крупных месторождений мало вероятно) при благоприятном составе вмещающих пород и высокой концентрации фтора в растворах.

Различия в содержании элементов в минералах можно использовать и при разведке. В частности, продуктивные флогопитовые тела отличаются от окружающих пород отрицательными значениями γ -активности, что благоприятствует проведению γ -спектрометрических исследований с целью уточнения контура промышленного ослюденения по концентрации изотопа ^{40}K . Эти контуры подтвердились при проходке горных выработок.

Горный хрусталь

К горному хрусталу относятся чистые бездефектные кристаллы низкотемпературного кварца. Известны два типа месторождений: а) пегматитовые, б) гидротермальные. Основное значение имеют гидротермальные хрусталеносные жилы, которые образуются в результате циркуляции минералообразующих растворов в верхних зонах земной коры. Кристаллы горного хрусталя находятся в более поздних, чем жильный кварц, полостях, чаще в их лежащем боку. В процессе образования пьезокварца намечаются два последовательных этапа: образование собственно кварцевых жил и формирование полостей с кристаллами горного хрусталя. В первом случае жильные тела формировались в относительно короткий промежуток времени, в условиях резкого выравнивания термодинамических потенциалов. Высококремнистые растворы относительно быстро отделялись от своего источника и их кислотно-щелочная эволюция также происходила в интенсивном темпе. Состав жил почти не зависит от характера вмещающих пород. Околожильные изменения проявлены слабо. Хрусталеносные гнезда формируются во второй этап при воздействии на кварцевые жилы специализированных ненасыщенных кремнеземом растворов, в условиях более длительного существования различных термодинамических уровней, благоприятных для мобилизации компонентов из вмещающих пород, их перераспределения и установления равновесных систем. Из глубинных источников привносились Cl, F, Hg, CO_2 , H_2O . Основная часть гнездовых составляющих заимствовалась из вмещающих пород Si, Na, Ba, Ti, Ca, Ni. Минеральные парагенезисы гнезд зависят от состава вмещающих пород.

Поисковыми признаками гидротермальных месторождений горного хрусталя являются:

- 1) проявление в регионах сочленения разнородных структур, блоков окварцованных пород, обрамленных разломами, антиклинальных структур первого порядка (мегантиклинорий);

2) развитие грубослонистых и крупнозернистых кварцитов, кварцево-хлоритовых сланцев, вмещающих кварцевые жилы; наличие экранизирующих горизонтов сланцев; проявление предрудного прогрессивного регионального метаморфизма пород с преобладанием фаций зеленых сланцев;

3) развитие брахиантиклиналей асимметричного строения, осложненных на крыльях мелкой складчатостью и разломами, а также линейно-блоковых структур;

4) проявления крупных тектонических разломов и сопровождающих их оперяющих нарушений; малорадиусных изгибов пластов с разрывными дислокациями;

5) наличие секущих или согласных кварцевых жил с признаками перекристаллизации, крупно- и гигантозернистой шестоватой структурой.

Предпосылки применения геохимических методов поисков. Минеральный состав гидротермальных хрусталеносных зон разнообразный. По степени распространенности и размерам выделения минералы разделяются на три группы: 1) *главные* — кварц, мусковит, хлорит, анкерит, доломит, кальцит; альбит, барит; 2) *второстепенные* — гематит, пирит, турмалин, галит; 3) *редкие и акцессорные* — киноварь, рутил, анатаз, брукит, ксенотим, монацит, апатит, флюорит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, ильменит, ярозит, ангидрит, шеелит, циркон, сфен, турмалин, каолинит, палыгорскит, скаполит и др.

Хрусталеносные кварцевые жилы характеризуются более разнообразным видовым составом и высоким количественным содержанием минералов, превышающих их количество в нехрусталеносных жилах. Наиболее благоприятным поисковым признаком на горный хрусталь является присутствие в кварцевых жилах серицита, хлорита, анкерита, доломита, кальцита, барита, гематита, рутила, анатаза, монацита. Первоначальный состав горных пород, вмещающих кварцевые жилы, при воздействии хрусталеобразующих растворов существенно изменяется с нарушением прежних количественных отношений породообразующих компонентов, что выражается в новообразовании минералов, содержащих воду в виде гидроксильных групп, а также щелочи, кальция и углекислоту — серицит, хлорит, эпидот, анкерит, доломит. Измененные породы у гнезд с кристаллами горного хрусталя характеризуются повышенным содержанием пирита, апатита, монацита и рутила, связанных с перераспределением элементов в результате воздействия хрусталеобразующих растворов. Во вмещающих породах по мере приближения к продуктивным телам количество ильменита и магнетита уменьшается, но увеличивается содержание апатита, монацита, пирита, циркона, рутила, гематита. В измененных породах устанавливаются киноварь, барит, ксенотим, халькопирит, рутил.

Изучение минерального состава кварцевых жил, измененных пород и выполнения гнезд определяет геохимическую специфику хрусталеносных зон. В пределах последних наблюдаются минералы хлора (галит, сильвин, апатит, скаполит), фтора (флюорит,

апатит), титана (сфен, анатаз, брукит, рутил), калия, натрия, рубидия, лития (полевые шпаты, адуляр, серицит), меди (халькопирит, арсенопирит), свинца, цинка, мышьяка, ртути (киноварь, кальцит, барит, пирит), бария и стронция (барит), редких элементов (апатит, монацит, ксенотим). Изменения видового и количественного содержания минералов около гнезд и хрусталеносных жил свидетельствуют о перераспределении и миграции элементов-примесей вблизи гнезд.

Индикаторами хрусталеносных месторождений являются элементы, принимающие непосредственное участие в процессах формирования кристаллов кварца. В газожидких включениях отмечается натрий, калий, магний, кальций, углекислота, хлор, фтор. Ведущую роль играют хлор, натрий, углекислота. В газожидких включениях кристаллов кварца отмечаются повышенные концентрации хлора (450—800 г/кг H_2O). Отмечаются многофазные включения, в которых совместно находятся жидкая углекислота и минералы-узники (галит, сильвин). Совместно с хлором ассоциирует бром. Высокой концентрацией хлора в растворах можно объяснить подвижность титана при хрусталеобразовании; об этом свидетельствует необычайно широкое развитие в кристаллах, вмещающих породы и жильном кварце рутила, брукита, анатаза, сфена. Миграция титана осуществлялась в виде комплексных галлоидных соединений $(TiCl_6)^{2-}$. Избыток хлора над натрием благоприятствовал переходу титана в раствор. Присутствие хлора в хрусталеобразующих растворах обуславливает наличие около гнезд хрусталеносных кварцевых жил повышенных концентраций ртути. Экспериментально доказано, что помимо сульфидной формы ртуть может переноситься в виде хлор-комплексов.

Присутствие фтора в хрусталеобразующих растворах доказывается как парагенезисом кварца с флюоритом, турмалином, апатитом, так и непосредственным установлением фтора (до 0,3 г/л) в жидкой фазе включений в кристаллах кварца, а также анализами пород хрусталеносных зон. К индикаторам хрусталеносных жил относится барий, а в кварцевых жилах и окологнездовых породах часто отмечается барит. Содержание бария в кварцитах составляет $10^{-3}\%$, а в этих же породах около гнезд $200 \cdot 10^{-3}\%$. Повышенные содержания (по сравнению с местным геохимическим фоном) установлены в окологнездовых измененных породах. Содержания мышьяка и сурьмы составляют соответственно в среднем (в $n \cdot 10^{-3}\%$): в неизмененных кварцитах 0,3 и 0,4, а в измененных — 2,1 и 1,5. Таким образом, типоморфными элементами-индикаторами хрусталеносной минерализации являются фтор, хлор, ртуть, щелочные элементы, титан, барий, принимающие непосредственное участие в процессах формирования кристаллов кварца. Гидротермальные кварцобразующие растворы, отличаясь агрессивностью и высокой проникающей способностью, вызывают миграцию и перераспределение элементов в хрусталеносных зонах. Во всех случаях, независимо от литологического состава, вмещающие породы, развитые за пределами хрусталеносных объектов, со-

держат незначительные концентрации хлора 0,002%. Значительно большие содержания хлора (до 0,02%) отмечены в зоне измененных пород (около гнезд). Высокое содержание хлора в этих зонах обусловлено проявлением наложенных хрусталеобразующих процессов, приведших к увеличению газожидких включений, содержащих хлор, а также хлорсодержащих минералов: апатита, эпидота, амфибола, скаполита. В хрусталеносных жилах устанавливается значительно большее содержание хлора ($38 \cdot 10^{-3}\%$) по сравнению с нехрусталеносными ($2 \cdot 10^{-3}\%$). В зависимости от особенностей геологического строения месторождений, состава вмещающих пород в качестве индикаторов могут выступать разнообразные элементы. Измененные кварциты и амфиболиты, расположенные вблизи хрусталеносных зон, содержат значительно большие концентрации брома по сравнению с неизменными разностями соответственно (в $n \cdot 10^{-4}\%$): 1,8 (дисперсия 0,28) и 5,4 (0,40); 7,6 (0,22) и 94,5 (0,36). Хрусталеносный жильный кварц отличается от нехрусталеносного повышенными содержаниями брома, количество которого возрастает в сотни раз в местах высокопродуктивных хрусталеносных гнезд. Содержание ртути в неизмененных или слабо измененных породах внешней хрусталеносной зоны колеблется от $1 \cdot 10^{-6}\%$ до $4 \cdot 10^{-6}\%$ и значительно увеличивается (в 10—25 раз) в зоне интенсивно измененных пород (0—5 м от гнезд). В кварцевых жилах устанавливаются небольшие содержания этого элемента ($25 \cdot 10^{-7}\%$). Увеличение содержания ртути наблюдается в хрусталеносном жильном кварце (до $6 \cdot 10^{-5}\%$). Вблизи гнезд содержание ртути в кварце достигает максимальных значений ($61 \cdot 10^{-6}\%$). Фтор во вмещающих кварцевые жилы породах распределен неравномерно. Среднее содержание этого элемента в слабо измененных породах внешней зоны составляет $2 \cdot 10^{-2}\%$; количество этого элемента резко увеличивается в зоне интенсивно измененных пород ($5 \cdot 10^{-2}$ — $12 \cdot 10^{-2}\%$), что связано с широким развитием в них серицита и апатита.

Определенные перераспределения в хрусталеносных зонах испытывают щелочные элементы и титан. Количество натрия и титана непосредственно около хрусталеносных кварцевых жил (0,5 м от них) понижается. В промышленно хрусталеносных кварцевых жилах содержание натрия и лития значительно больше, чем в нехрусталеносных (соответственно 0,05 и 0,001; 0,1 и 0,003%). По мере приближения к гнездам содержание этих элементов в кварце увеличивается.

Таким образом, в хрусталеносных зонах устанавливаются три группы элементов-примесей. Для первой характерен эндогенный привнос во все зоны (ртуть, калий, фтор, хлор); для второй — перемещение по зонам, часто с обогащением промежуточных и обеднением внутренних зон (титан, барий, натрий); для третьей — последовательный вынос, возрастающий от промежуточной к внутренней зоне (элементы группы железа). Следовательно, при поисках хрусталеносных кварцевых жил можно применять геохимические методы.

Вокруг хрусталеносных жил установлено существование декрептофонических потоков и ореолов рассеяния. Из этого следует логический вывод о возможности формирования вторичных ореолов элементов-индикаторов вокруг хрусталеносных кварцевых жил. Формирование потоков рассеяния осуществляется по следующей схеме: жильное хрусталеносное тело → эндогенный ореол → поток рассеяния. Изучая вторичные декрептофонические ореолы, можно выделять значительные по размерам зоны (площади) на уровне общего фона декрептоактивности. Этот метод способствует экспрессной и быстрой оценке потенциально хрусталеносных зон на стадии предварительных поисков.

Вторичные ореолы образуются в результате выведения на дневную поверхность жил, денудации хрусталеносных зон и их эндогенных аномалий. Морфологические и другие особенности вторичных ореолов рассеяния тесно связаны с характером строения эндогенных аномалий, отличаясь от них сглаженностью форм и смещением вниз по склону. Вторичными ореолами названных элементов фиксируются не только выведенные на дневную поверхность, но и слепые хрусталеносные тела, в том случае, когда эндогенные ореолы обнажены на современной дневной поверхности [29].

Аномальные содержания ртути отмечены на расстоянии 15—20 м от контакта хрусталеносных тел с вмещающими породами. На самом контакте жильных тел часто отмечаются отрицательные аномалии этого элемента. Контрастность вторичных ореолов — 3. Смещение ореолов рассеяния ртути по склону незначительное. Несколько большее смещение наблюдается у вторичных ореолов натрия, причем около выхода кварцевой жилы — отрицательная его аномалия [29]. Приведенные данные указывают на принципиальную возможность применения геохимических методов по вторичным ореолам для поисков хрусталеносных зон. Гидротермальные хрусталеносные месторождения сопровождаются первичными ореолами элементов хлора, ртути, калия, натрия, фтора, которые по своим размерам превосходят жильные тела. Содержание хлора во вмещающих кварцевые жилы породах характеризуется нормальным законом распределения. Для этого элемента характерны высокие фоновые содержания, причем колебания значений концентрации хлора для разных объектов незначительны. Положительные геохимические аномалии отмечаются на расстоянии 3—4 м от хрусталеносных гнезд. Эффективная полуширина ореолов составляет 5,0 м, выявленная 10 м, контрастность 15. Около мощных и богатых гнезд выделяются более широкие эндогенные ореолы.

Ртуть образует вокруг хрусталеносных зон более широкие ореолы, чем хлор. Положительные геохимические аномалии ртути отмечаются на расстоянии 20—30 м от хрусталеносных гнезд. При этом у самого контакта и в кварцевой жиле наблюдается резко пониженное содержание ртути, достигающее иногда уровня вероятных отрицательных аномалий. В некоторых случаях аномально повышенные содержания ртути развиваются асимметрично, т. е.

только по одному из контактов жильной зоны с вмещающими породами. В случае тесно сближенных жил и гнезд ореолы ртути сливаются, образуя широкие аномалии с резко повышенным содержанием этого элемента (до $6 \cdot 10^{-5} \%$). Эффективная полуширина ореола достигает 8 м, выявленная 25 м, контрастность 5. Температурные интервалы возгонки ртути в породах разнообразны. Установлены следующие минеральные формы, °С: 1) низкотемпературная 80—100; 2) первая среднетемпературная 170—220; 3) вторая среднетемпературная 220—300; 4) третья среднетемпературная 300—400; 5) высокотемпературная 400. Низкотемпературная форма соответствует металлической (самородной ртути), первая среднетемпературная — ее соединениям с галогенами (хлоридная ртуть), вторая — частично каломели и метациннабариту, третья — киновари, а высокотемпературная — изоморфным примесям ртути и частично окиси и сульфату ртути. Термальные формы возгонки ртути в неизменных породах, развивающихся вдали от минерализованных зон, наблюдаются в интервале 200—220° С. Второй тип кривых термальной возгонки связан с измененными кварцитами, развивающимися около хрусталеносных гнезд, для которых характерны следующие температурные формы: 100, 220, 300, 400, 450° С.

Ореолы, построенные по формам нахождения ртути на одном из месторождений, иллюстрируются рис. 15. Ореолы низкотемператур — формы ртути образуют два аномальных участка, один из которых в виде обособленной зоны отмечается в юго-западной части района и протягивается вдоль зоны нарушения, а второй в восточной части изученной площади. Ширина ореолов низкотемпературной формы нахождения ртути относительно небольшая (10—15 м). Наибольшими размерами (до 50 м) и интенсивностью отличаются ореолы первой среднетемпературной формы ртути (200—300° С); эти ореолы обрамляют аномалии низкотемпературных форм ртути и тесно с ними коррелируют. Ореолы второй среднетемпературной формы ртути (300—400° С) состоят из двух аномальных узких полос, расположенных по периферии (северо-восточная часть участка) общего комплексного ореола. Они обрамляют периферийную часть ореола первой среднетемпературной формы ртути. Локально вдоль зон нарушений распределяется высокотемпературная форма нахождения ртути. Ореолы ее совмещаются с таковыми первой среднетемпературной формы с максимумами возгонки ниже 300° С. Для наиболее перспективных участков, выявляемых по ореолам натрия, хлора, фтора наблюдается тесная корреляция низкотемпературной формы ртути с первой среднетемпературной (200—300° С) и высокотемпературной со среднетемпературной. Такая связь указывает на возможное существование в ореолах самородной (металлической) ртути и ее галогенидов с киноварью и среднетемпературной ртути с ее изоморфными примесями в сульфидах. Вокруг хрусталеносных гнезд, как правило, развиваются три температурные формы ртути — первая, вторая среднетемпературные и высокотемпературная. Наличие не-

скольких температурных форм нахождения ртути в породах является важным поисковым признаком хрусталеносных жил.

Распределение содержания натрия и калия во вмещающих кварцевые жилы породах аппроксимируется логнормальным законом. Границы ореолов отмечаются довольно четко. Обычно ореол натрия имеет более прерывистую форму, чем ореол калия. Для жильных зон неправильной формы характерны узкие и контрастные ореолы натрия с содержанием до 3%. Эффективная полуширина ореола над жильными телами линейной формы составляет 5—6 м, выявленная 10—12 м, содержание элемента в ореоле 0,5%, контрастность ореола 10—12. Эндеогенные ореолы калия около линейных жильных тел более широкие (эффективная полуширина 6—10, выявленная 10—20 м), чем около зон неправильной формы

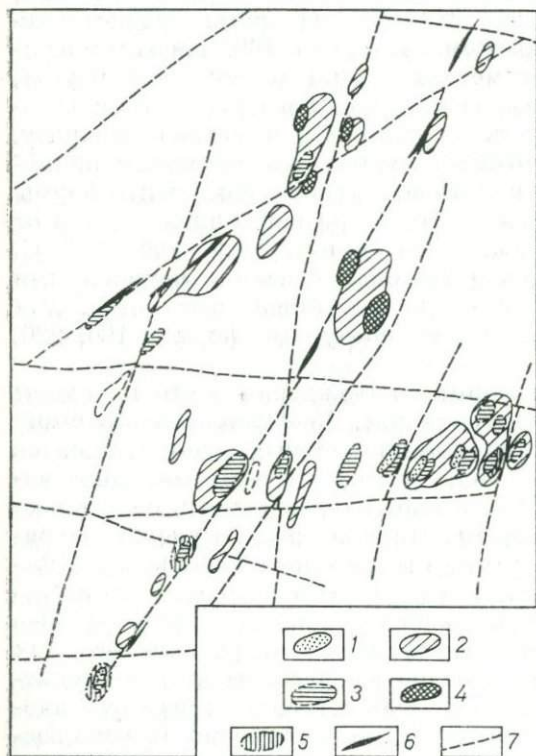


Рис. 15. Первичные ореолы температурных форм нахождения ртути одного из месторождений Урала.

1 — низкотемпературная форма; 2 — первая среднетемпературная форма (площадь кривой термальной возгонки до 100 усл. ед.); 3 — вторая среднетемпературная форма (площадь кривой термальной возгонки более 100 усл. ед.); 4 — третья среднетемпературная форма; 5 — высокотемпературная форма; 6 — кварцевые жилы; 7 — тектонические нарушения

(эффективная полуширина 2,5, выявленная 3 м). Контрастность ореолов около жил первого типа составляет 6—10, около штокверков 3—4.

Ореолы калия и натрия экранируются различными структурными элементами, контролирующими локализацию хрусталеносных жильных тел. Около гнезд наблюдается резкое уменьшение содержания натрия вплоть до уровня отрицательных аномалий. Ширина эндогенных ореолов фтора обычно в 2—4 раза превосходит мощность жил. Ореолы фтора вокруг промышленно-хрусталеносных жил имеют большую протяженность, чем около мелких гнезд. Распространение фтора в ореолах неравномерное и колеблется от 0,02 до 0,8%. Эффективная полуширина ореолов не превышает 10 м, выявленная 20 м, контрастность ореолов 6. В породах, вме-

щающих хрусталеносные тела, установлены также ореолы бария, сурьмы, цинка, свинца, мышьяка, висмута, меди, никеля, имеющие линейный характер и распространяющиеся параллельно контактам с жилами. Особенности формирования ореолов вокруг хрусталеносных тел иллюстрируются рис. 16. Первичные ореолы окружают хрусталеносные кварцевые жилы, независимо от их происхождения, возраста. Ореолы характеризуются в целом одинаковым эле-

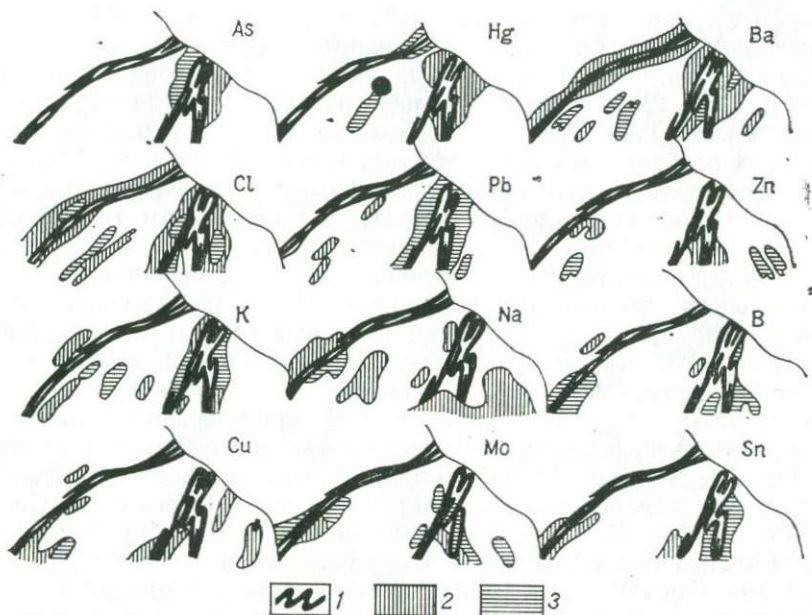


Рис. 16. Первичные ореолы вокруг хрусталеносных жил в неизмененных и измененных кварцитах.

1 — хрусталеносные жилы; 2—3 — пределы содержаний элементов, % (2 — As $4 \cdot 10^{-3}$, Hg $400-800 \cdot 10^{-7}$, Ba $3-6 \cdot 10^{-2}$, Cl $15-20 \cdot 10^{-3}$, Pb $0,2-0,3 \cdot 10^{-3}$, Zn $0,4-0,5 \cdot 10^{-2}$, K 2—3, Na 2—3, B $25-30 \cdot 10^3$, Cu $2-3 \cdot 10^{-3}$, Mo $4-5 \cdot 10^4$, Sn $4-5 \cdot 10^{-3}$; 3 — As $5-7 \cdot 10^{-3}$; Hg $>800 \cdot 10^{-7}$, Ba $>6 \cdot 10^{-2}$, Cl $40 \cdot 10^{-3}$, Mo $6-25 \cdot 10^{-4}$, Sn $5 \cdot 10^{-3}$, Pb $0,3-1 \cdot 10^{-3}$, Zn $0,15 \cdot 10^{-2}$, K, Na 3—5, B $30-100 \cdot 10^{-3}$, Cu $3 \cdot 10^{-3}$, Mo $6-25 \cdot 10^{-4}$, Sn $5 \cdot 10^{-3}$)

ментным составом и общими формами нахождения химических элементов. Форма первичных ореолов весьма разнообразна и зависит от условий залегания, геологоструктурной обстановки, конфигурации, размеров жильных тел и состава вмещающих пород. Конфигурация и размеры ореолов тесно связаны с особенностями литологического состава, пористостью, проницаемостью вмещающих кварцевые жилы пород. В кварцитах, обладающих высокой проницаемостью, повышенное содержание элементов наблюдается на более значительном удалении от жил, чем в сланцах. Высокие содержания ртути, фтора наблюдаются в горизонтах кварцитов,

характеризующихся повышенной эффективной пористостью и проницаемостью. На контакте кварцитов и алевролитов устанавливается экранирование эндогенных ореолов. Гидротермальные хрусталеобразующие растворы, проникая от формирующихся гнезд с кварцем, по восстанию и в стороны во вмещающие породы, образуют сингенетические первичные ореолы пропаривания, превосходящие по размерам аномалии элементов-индикаторов. В пределах зон пропаривания растворы вызывают регенерацию минералов и залечивание в них мельчайших трещин. Происходила самоконсервация растворов, сохраняющихся в виде различных газожидких включений. Определяя число включений в единице объема минералов, устанавливают первичные ореолы пропаривания около жильных тел. Для месторождений горного хрусталя характерна вертикальная зональность, сопровождающаяся изменением геохимических особенностей жильных тел, качественных и количественных характеристик ореолов в пространстве. Выделяются две группы элементов: а) с положительным геохимическим градиентом, содержание которого в вертикальном направлении увеличивается снизу вверх — ртуть, барий, стронций, сурьма, серебро; б) с отрицательным градиентом, содержание которого уменьшается в этом направлении — натрий, бор, элементы группы железа. Интегральным отражением геохимической зональности является зональность первичных ореолов. На рис. 16 приведены первичные ореолы вокруг хрусталеносных зон. В распределении элементов по вертикали намечается довольно четкая дифференциация; ореолы Ba, As, Sb, Hg, Sr, Ga обладают максимальной шириной в верхней части разреза и выклиниваются вниз. Ореолы Ni, Co, V, Cr, Sn, Cu, Mo, W, Na, B резко расширяются с глубиной и достигают максимальной ширины в подрудной части окорудного пространства. Ореолы В, Cl, Br развиваются симметрично относительно жильных тел. Надежным критерием для отличия надрудных ореолов от подрудных является изменение фазового соотношения ртути. В надрудных зонах фиксируется самородная (низкотемпературная) форма, ртуть имеет большое число форм и возгоняется в более широком термоспектре по сравнению с подрудными зонами. Геохимический ряд зональности, характерный для верхнерудных зон, с учетом форм нахождения ртути имеет следующий вид (снизу вверх):

Hg ($> 450^{\circ}\text{C}$) — Ba — Ga — Hg ($> 330^{\circ}\text{C}$);

Ag — Sb — Hg ($< 330^{\circ}\text{C}$) — Br — Hg' ($< 260^{\circ}\text{C}$) — Hg (100°C).

На рис. 17 приведен пример прогнозирования с помощью первичных ореолов слепого жильного тела в пределах месторождения. В верхних горизонтах скважин обнаружены первичные ореолы Ba, Sb, As, Pb — индикаторов надрудных сечений ореолов. Величина индикаторных соотношений позволила считать выявленную аномалию надрудной и рекомендовать ее для оценки. Было вскрыто хрусталеносное тело.

Рис. 18 иллюстрирует изменение с глубиной величин отношений линейных продуктивностей ореолов частных элементов к сумме всех элементов; это изменение отражает вертикальную зональность ореолов весьма наглядно. Величина мультипликативного показателя монотонно и контрастно убывает с глубиной; этот показатель на расстоянии 800 м меняется в 5000 раз. С помощью

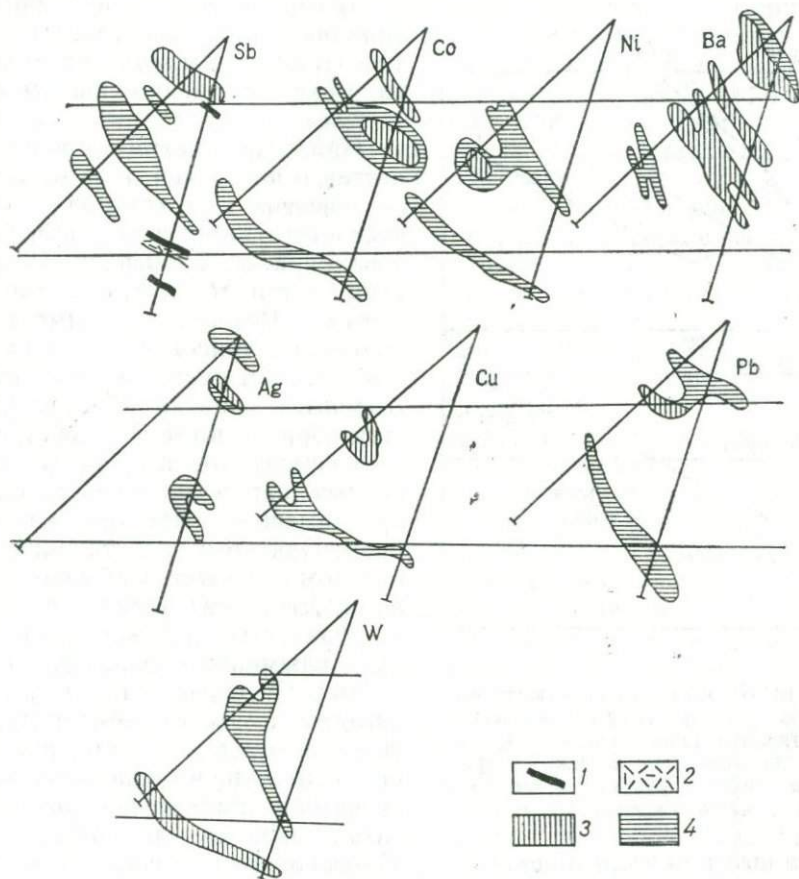


Рис. 17. Первичные ореолы вокруг хрусталеносных жил, залегающих в кварцитах.

1 — кварцевые жилы; 2 — гидротермально-измененные кварциты; 3 — содержание элементов в интервале $(0,5-10) \cdot 10^{-3}\%$; 4 — содержание элементов более $10 \cdot 10^{-3}\%$

зональности удается решать одну из наиболее важных задач геохимических поисков — определение положения выявленных геохимических аномалий относительно жильных тел. Когда аномалии фиксируются на поверхности, с помощью ореолов можно определить уровень эрозионного их среза относительно жил. При поисках скрытого оруденения зональность ореолов можно использовать для отличия надрудных ореолов от подрудных.

Оценка месторождения зависит от качества кристаллов кварца, определяемого воздействием радиации на минеральные фазы. Взаимодействие быстрых частиц и жестких квантов с кварцем сопровождается ионизационными эффектами и структурными изменениями в кристаллической решетке кристаллов. Различают следующие типы нарушений:

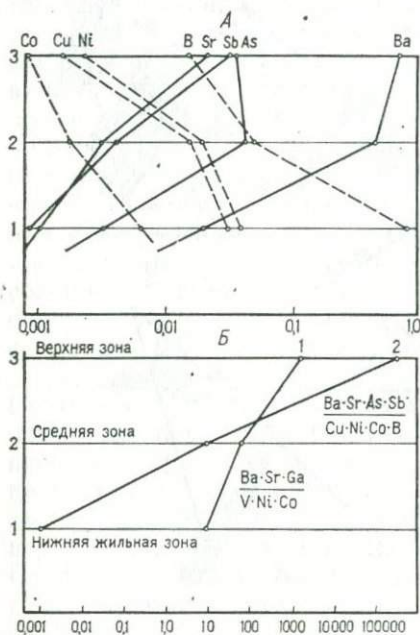


Рис. 18. Показатели зональности элементов (А) и графики изменения мультипликативного показателя орудов по вертикали в нижних, средних и верхних хрусталоносных зонах месторождения (Б)

из-за высокой энергии ионизации. В отличие от щелочных ионов водород сильно связан с кислородом в решетке кварца, и при этом идет непрерывная рекомбинация стационарных дырок со свободными электронами, и алюминиевые центры дымчатой окраски не образуются. В менее щелочных системах при наличии примесей лития формируются цитриновые кристаллы кварца. Цитрины содержат большие концентрации примеси водорода и лития по сравнению с дымчатыми. Это $\text{OH}(\text{Al}-\text{Li})$ -дефекты с водородом в отличие от замещения одним натрием. Кристаллы цитринов после облучения окрашиваются в желтый цвет, причем плотность окраски в них значительно меньше, чем в дымчатых кварцах.

Наиболее эффективно комплексное изучение кристаллов при помощи гамма-облучения и физических методов исследований.

а) неравновесные свободные и локализованные носители заряда (электроны и дырки); б) дефекты типа «вакансия — внедрение» и их комплексы.

Природный кварц обычно бесцветен и прозрачен. В результате воздействия гамма-облучения бесцветные кристаллы приобретают окраску, а в первично окрашенных интенсивность ее усиливается. Различают дымчатую, дымчато-цитриновую, цитриновую и аметистовую окраску. Дымчатая окраска обуславливается образованием под действием ионизирующего излучения дырочных парамагнитных центров при замещении кремния алюминием. При этом недостающий заряд компенсируется обычно натрием. Дымчатая окраска в кварце образуется при формировании их в алюминийсодержащих растворах. Интенсивность ее увеличивается с ростом температуры, увеличением щелочности растворов. При наличии в качестве компенсатора протона центры дымчатой окраски не образуются

Данные, полученные при изучении ИК-спектров искусственного кварца, выращенного в различных условиях (среда, температура, скорости роста), позволили установить определенные закономерности в изменении относительной интенсивности полос различных ОН-дефектов. С увеличением температуры кристаллизации изменяется концентрация ОН(Al—Li) и ОН(Al)-дефектов, что оценивается отношением площадей соответствующих полос. Относительная интенсивность диффузной полосы увеличивается пропорционально скорости роста, что можно оценить отношением площадей диффузной полосы к общей площади ОН-дефектов. В свою очередь, степень кислотности—щелочности можно охарактеризовать отношением площадей ОН(Si) полос к общей площади полос ОН-дефектов. Установлено, что имеется корреляция между изменением температуры гомогенизации включений в кварце различных объектов и изменением отношения площадей полос ОН(Al—Li) и ОН(Al)-дефектов. Гамма-облучение позволяет выявлять высококачественные оптические кристаллы. Для оптического кварца типична однородная, обычно слабодымчатая или цитриновая окраска без зональности, секториальности или пятнистости, что связано с равномерным распределением примесей по объему кристаллов.

Приведенным гамма-облучением жильного кварца установлено, что продуктивный хрусталеносный кварц окрашивается в дымчато-цитриновый цвет с неравномерной пятнистой окраской. Нехрусталеносный кварц окрашивается равномерно, в продуктивном жильном кварце при облучении четко фиксируются зоны метасоматической переработки, сопровождающиеся появлением цитриновой окраски на фоне слабодымчатой или различной плотности дымчатой окраски.

Установлены определенные закономерности в изменении интенсивности и характера окраски в вертикальном разрезе жильных зон. Дымчатая окраска в кварце сменяется вверх по разрезу дымчато-цитриновой и цитриновой. В кристаллах горного хрусталя из верхних горизонтов жильных тел увеличивается число водородсодержащих дефектов. В условиях, близких к нейтральным (верхние горизонты), наблюдается образование оптически радиационноустойчивых кристаллов. Качество их улучшается в верхних горизонтах жил.

Кристаллы кварца делятся на четыре типа, соответствующие этапам их роста: I тип — дымчатой окраски; II тип — дымчато-цитриновой окраски; III тип — с однородно цитриновой окраской; IV тип — в котором окраска при воздействии ионизирующей радиации не возникает. Установлено, что направленность в изменении окраски от I к IV типу не изменяется. Во всех случаях наблюдается отчетливое изменение разновидностей радиационной окраски кварца в вертикальном разрезе жильных зон, смена дымчатой окраски на дымчато-цитриновую и цитриновую. Это свидетельствует об уменьшении относительной щелочности растворов в вертикальном направлении. По мере продвижения гидротермальных

растворов в верхние горизонты щелочность их изменялась в результате уменьшения температуры минералообразования. На фоне единой волны кислотно-щелочной эволюции, связанной с постепенным охлаждением растворов, локальные изменения давления при образовании тектонических нарушений приводят к флуктуации режима кислотности, повторному увеличению щелочности, что проявляется наличием зональности в кварце. Гамма-облучение позволяет проводить объективную оценку глубин формирования жильных тел, расчленять их по степени эрозионного среза.

Методика работ. Литохимические методы поисков по вторичным ореолам рассеяния заключаются в изучении распределения элементов-индикаторов в рыхлых образованиях, перекрывающих хрусталеносные кварцевые жилы, путем систематического опробования. Рекомендуется применять поисковые литогеохимические съемки по вторичным ореолам в масштабах 1 : 50 000 и 1 : 25 000, а также детальные исследования в масштабах 1 : 10 000, 1 : 5000 и 1 : 2000 на выборочных участках, заведомо несущих проявления хрусталеносной минерализации, выявленные в процессе других работ. Литогеохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния выполняют путем опробования рыхлых отложений по равномерной сети на глубине представительного горизонта. Сеть маршрутов и густота точек отбора зависят от выбранного масштаба работ (см. табл. 1), формы жильных тел и размеров ореолов. Профили следует ориентировать вкрест простирания структур и жил. Для надежного выявления ожидаемых ореолов рассеяния жильных зон расстояние между профилями основной сети принимают равным не более 0,9 длины ореола, а расстояние между точками отбора проб — не более половины его ширины. При детальных поисках наиболее рациональная сеть пробоотбора 50×10 и 25×10 м. Выбранная сеть опробования может быть сгущена или разрежена в зависимости от геологических условий и полученных результатов. В зонах, представляющих особый интерес для обнаружения хрусталеносных тел, проводится дополнительный отбор проб. Необходимое сгущение сети для увязки результатов работ по соседним профилям и надежности выбора мест заложения горных выработок достигается за счет сокращения расстояний между профилями и уменьшения шага отбора проб по профилю. На выборочных перспективных площадях следует последовательно увеличивать детальность геохимических исследований. При литогеохимических поисках по открытым ореолам рассеяния в пробу отбирают мелкую ($>0,5$ мм) песчано-глинистую фракцию элювиально-делювиальных образований из представительного горизонта; масса пробы 50 г. В отдельных случаях при использовании крупной фракции ($<0,5$ мм) начальная масса пробы увеличивается до 300 г. В районах Урала, Сибири эффективна литохимическая съемка с неглубоким отбором проб (20—50 см) из-под гумусового горизонта почвы или из его нижней части. При изучении вторичных декрептофонических ореолов в пределах перспективных зон из проб выделяется фракция (1 мм) в количестве 2 г. Декрепто-

активность определяется как сумма импульсов (взрывов) при нагревании этой навески до 750° С.

Правильность проведения отбора проб следует контролировать повторным опробованием в объеме 3% от общего числа проб. Контрольный отбор проб выполняют: а) по выборочным профилям, равномерно размещаемым на участке; б) по отдельным точкам или профилям, нарушающим закономерную геологическую картину поля рассеяния. Растирание проб следует проводить с помощью механических истирателей или вручную в агатовых ступках до 150—200 меш (пудра). Пробы подлежат анализу на химические элементы: Cl, F, Br, Hg (спецметоды), K, Na, Li, Rb, Cs (пламенная фотометрия), а также Be, Ti, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Sn, Ba, La, W, Pb, Bi. Математический закон распределения декрептоактивности и его параметров в пределах перспективных участков определяется путем построения интегрального графика распределения частот на вероятном трафарете. Обычно графики декрептоактивности характеризуются большой изрезанностью и для уверенного выделения аномалий проводят их сглаживание методом среднего скользящего окна. На основании расчетных и графических данных устанавливают значения и нижний уровень вероятных аномалий декрептоактивности. Осуществляется проверка гипотез о равенстве параметров распределения декрептоактивности при помощи критерия Фишера и двойного критерия Стьюдента. Этим способом устанавливается, являются ли различия между функциями распределения регионального фонда декрептоактивности, а также на перспективных участках существенными или случайными.

Оценка миграционной способности (сравнительности подвижности) элементов-индикаторов и их коэффициента рассеяния проводится по формуле: $\sigma = M/2,5 C_{\max}$, где M — линейная продуктивность ореола, %; C_{\max} — максимальное содержание элемента в данном сечении ореола [14].

В связи с логнормальным распределением погрешностей при геохимических съемках по результатам контрольных работ, определяют систематическую погрешность [14].

Литогеохимический метод поисков по первичным ореолам заключается в изучении распределения элементов-индикаторов в коренных породах. Работы подразделяются на поисковые, детальные и разведочные. Задачей поискового этапа является выявление выходящих на эрозионный срез первичных ореолов эндогенных месторождений. Опробуются коренные породы в обнажениях, горных выработках и буровых скважинах легкого типа. Работы проводят в масштабах 1 : 50 000 и 1 : 25 000 на площадях, лишенных покрова рыхлых образований; в отдельных случаях — на закрытых территориях, когда имеются данные, что первичные ореолы вследствие разубоживания (при мощности рыхлых образований более 5 м), не будут достаточно отчетливо проявлены в рыхлом покрове. Детальные геохимические исследования по первичным ореолам проводят в масштабах 1 : 10 000 и 1 : 5000 на участках выявлен-

ных хрусталепроявлений с целью оконтуривания ореолов на поверхности, а также возможного развития минерализации на глубине. Опробование ведут с поверхности, а также в горных выработках и буровых скважинах. При проведении поисковых исследований на закрытых площадях осуществляется геохимическое опробование картировочных скважин. Литогеохимические работы по первичным ореолам (опробуются буровые скважины и горные выработки по мере их проходки) проводят также в процессе разведки месторождений. Целью этого этапа являются поиски слепых жильных тел на флангах и в глубоких горизонтах месторождений, оценка степени эрозионного среза зон.

Для этих целей наиболее целесообразно проводить опробование горных выработок и буровых скважин, которые пересекают хрусталеносное тело на различных уровнях. Это позволяет построить вертикальные геохимические разрезы. Интервалы скважин и выработок должны выходить за границы зон гидротермально-измененных пород.

Первичные геохимические ореолы изучаются путем опробования рудовмещающих коренных пород по серии разрезов или профилей, обычно ориентированных вкрест простирания хрусталеносных зон. При этом сеть опробования задается с таким расчетом, чтобы предполагаемая геохимическая аномалия пересекалась минимум двумя профилями. Профили различно должны выходить за пределы зон гидротермально-измененных пород.

При проведении поисковых работ в масштабах 1 : 50 000—1 : 25 000 в районах с хорошей обнаженностью сеть опробования составляет соответственно 500×50 и 250×20 м. На площадях с неравномерной обнаженностью маршруты с целью опробования коренных пород выбирают по участкам с максимальной обнаженностью. При этом допускается отступление от указанной сети до 30% [14].

При детальном литогеохимическом поиске по первичным ореолам сеть опробования составляет 50×10 м. По линии профилей (коренные породы на поверхности, стенки горных выработок, керн буровых скважин) с интервалом 5 м отбираются геохимические пробы с учетом всех геологических особенностей пород. Опробование проводят непрерывно, методом «пунктирной борозды» путем отбора из интервала опробования и объединения в одну пробу 5—6 мелких сколков пород размером по 3—4 см² каждый в поперечнике. Интервал опробования вблизи предполагаемых жильных тел сокращают до 1 м. Встреченные по профилю жилы, а также зоны разломов опробуют отдельно. При смене пород опробование проводят с таким расчетом, чтобы каждая проба включала сколки только одной разности пород, что достигается путем соответствующего изменения интервала опробования. С этих интервалов отбирают 5—10 кусочков размером 3—4 см² равномерно распределенных через 10—20 см. При опробовании скважин в интервалах плохого выхода керна опробуют шлам. Пробы горных пород, отбираемые на анализ, должны быть представительными

(соответствующими по составу опробуемой породе), т. е. одинаково кратными минералогической ячейке. На практике исходят из эмпирического правила о том, чтобы реальная проба превосходила элементарную минералогическую ячейку не менее чем в 10 раз. Необходимая и достаточная масса геохимической пробы должна быть 100 г для однородной мелкозернистой породы и до 200 г — для грубозернистой. Для того чтобы уверенно характеризовать поэлементный состав геологических образований (определения фона, дисперсий), достаточно отобрать 30—40 проб (с относительной погрешностью не более $\pm 20\%$). Обработку проб производят по этапам: а) измельчение щековыми дробилками до 0,5 мм (из этой фракции отбирают навеску на декрепитацию массой 5 г); б) измельчение в валковой дробилке до 0,1 мм; в) перемешивание по способу кольца и конуса и сокращение пробы квартованием до 50 г; г) механическое истирание откваторованной навески до 200 меш (пудра). Одна половина пробы хранится в качестве дубликата, а вторая передается на анализ. Отметим, что низкие содержания элементов в геохимических аномалиях пьезокварцевых месторождений требуют особо тщательной обработки геохимических проб, исключая заражение их посторонним материалом.

Недопустима обработка геохимических проб на агрегатах, используемых для обработки рудных проб. Рекомендуется проводить дифференцированную обработку проб — по результатам документации коренных пород по профилям опробования выделяют пробы, отобранные из гидротермально-измененных пород, кварцевых жил, прожилков, которые обрабатывают после обработки фоновых проб. Перед обработкой новой партии дробильные агрегаты очищают. Химическая неоднородность проб проявляется при определении небольших концентраций элементов в пробах хрусталеносных объектов.

Зависимость воспроизводимости анализа от величины пробы выражается неравенством: $S = (\sqrt{k} / \sqrt{m}) \cdot 100\%$, где S — относительное стандартное отклонение результатов анализов, обусловленное неоднородностью пробы; k — константа пробоотбора; m — масса расходуемой пробы. Для надежного определения суммарного содержания элемента следует увеличить массу пробы. В выборе объема пробы ориентируются на элемент, требующий максимального объема выборки.

При хранении проб необходимо учитывать большую сублимационную способность ртути. Определение последней проводят вскоре после пробоотбора. Все отобранные при геохимических исследованиях пробы подвергают экспрессному спектральному анализу на широкий круг элементов. Щелочные элементы определяются с помощью фотометрии пламени, или нейтронно-активационным методом. Определение хлора производится нефелометрическим методом, а ртути — на ртутном атомно-абсорбционном фотометре РАФ-1. Фтор определяют экспресс-эмиссионным спектрометриче-

ским методом. Формы нахождения ртути определяются на приборе ФЛЮР-1.

В целях сокращения затрат рекомендуется следующая последовательность аналитических работ: экспрессный спектральный анализ и определение хлора во всех пробах, оконтуривание геохимических аномалий и анализ более дорогостоящими методами только проб, попадающих в контуры геохимических аномалий.

При анализе проб следует учитывать производительность и чувствительность методов. Для уверенного выделения аномальных содержаний элементов необходимо, чтобы чувствительность определений была в три раза ниже фоновых содержаний. Качество опробования при геохимических исследованиях по первичным ореолам контролируют повторным отбором проб в объеме 3% на участках, где выявленные аномалии по геологическим данным маловероятны. По данным первичного и контрольного опробования определяется погрешность работы, которую учитывают при определении величины геохимического фона и выделении геохимических аномалий.

Оконтуривание геохимических аномалий производят по величинам минимально аномальных содержаний элементов, рассчитанных для каждой разности пород, типичных для района исследований. Значения минимально аномальных содержаний элементов определяют исходя из величин основных параметров распределения индикаторов — среднего содержания (среднее арифметическое), стандарта распределения содержаний при нормальном распределении, а в случае логнормального распределения (наиболее типичного для микроэлементов) — среднего и стандарта распределения логарифмов содержаний элементов.

Оконтуривание аномалий рекомендуется проводить по величинам минимально аномальных содержаний, рассчитанных с 5%-ным уровнем значимости (односторонний 2,5%). Проводится сравнение параметров исследованных участков с параметрами фонового распределения элементов. При обработке аналитических данных применяются следующие методы: а) вариационных кривых; б) вероятностного трафарета или метод построения спрямленного (кумулятивного) графика накопленных частот; в) расчетный. Предпочтение отдается расчетным методам. За нижний предел аномальных значений принимаются показатели, превышающие фон на два стандартных отклонения. Этим приемом выявляются слабые аномалии — характерные для месторождений горного хрусталя. При этом вероятность выделения ложных аномалий, обусловленных погрешностями отбора, обработки, анализа проб, а также вызванных дисперсией фона увеличивается.

Однако в пределах хрусталеносных зон обычно не обнаруживается такое большое число аномалий, как это имеет место в пределах рудных месторождений. В пределах хрусталеносных объектов функции распределения элементов в породах отличаются друг от друга и обуславливаются флуктуациями параметров распределения, вызванными неоднородностью участков, погрешностями

применяемых методик. Но они могут быть обусловлены конкретными геолого-геохимическими факторами. Для выявления этих различий проводится сравнение характера распределения элементов в пределах жильных зон с помощью критериев Фишера и двойного критерия Стьюдента. Устанавливается, существенно ли отличаются функции распределения элементов на этих участках, или эти различия случайны.

Выделяются положительные аномалии, которые отражают накопление элементов в связи с их привнесом гидротермальными растворами (ртуть, фтор, хлор, калий), и отрицательные, обусловленные выносом из этой области таких элементов как титан, натрий, барий. Особого внимания заслуживают участки совмещения положительных и отрицательных аномалий, где значительно повышается вероятность обнаружения скрытых жильных тел. Для объективного суждения о наличии продуктивной минерализации наряду с фиксацией валовых концентраций ртути рекомендуется изучать формы нахождения этого элемента. Сопоставление ореолов по определенным формам ртути позволяет проводить расшифровку аномалий, выделять наиболее перспективные для оценки, а также судить об уровне эрозионного среза месторождений.

Определяется условный коэффициент продуктивности K — отношение на графиках площадей первичной формы ртути (хлоридной) к наложенным формам (металлической, окисной, каломельной, сульфидной и изоморфной). Этот коэффициент равен 2,8—3,0 в минерализованных зонах и колеблется около единицы в удаленных от хрусталеносных гнезд участках. Около тектонических зон указанный коэффициент составляет в среднем 1,5. Для крупных хрусталеносных зон отмечается повышенное валовое содержание ртути и разнообразие форм ее термальной возгонки с преобладанием хлоридной формы.

Рекомендуется проводить построение мультипликативных ореолов. При этом используются индикаторы известных в районе месторождений. Суммарные ореолы строятся только для элементов, образующих ореолы привноса. Элементы, образующие ореолы выноса, должны быть исключены из числа индикаторов во избежание ослабления эффекта усиления аномалий. Оконтуривание мультипликативных аномалий производится по минимально аномальному значению произведения содержания элементов-индикаторов, рассчитанному по результатам опробования фоновых участков, распространенных в районе пород.

Для расчета параметров фонового распределения элементов применяются следующие методы: а) используются результаты геохимического опробования пород на специально выбранных фоновых участках, удаленных от жильных тел, месторождений и не несущих следов проявления хрусталеносной минерализации; б) построение в изолиниях (градах в порядках десятичной шкалы) карты распределения в пределах исследованной площади значений произведений содержаний элементов-индикаторов с выделением в последующем наиболее вероятных фоновых участков, которые ха-

рактируются минимальными значениями произведений содержаний элементов, а также равномерным распределением этих значений; в) расчет минимально аномальных значений произведений содержаний элементов-индикаторов по выбранным фоновым участкам с 5%-ным уровнем значимости и оконтуривание по этим значениям геохимических аномалий.

Результаты геохимических поисков по первичным ореолам изображаются в виде графиков содержаний. При построении таких графиков пользуются координатным полем. За единицу измерения содержания принимаются значения геохимического фона или процент содержания элементов. Результаты площадного опробования коренных пород графически оформляются в виде геохимических карт, построенных на геологической основе. На картах в изолиниях изображается распределение значений произведений содержаний элементов и на этой основе выделяются геохимические аномалии. Градация значений в пределах самих аномалий определяется их интенсивностью и обычно принимается в порядке десятичной шкалы. В случае геохимического опробования коренных пород в масштабе 1 : 10 000 для каждой аномалии целесообразно строить карты в масштабе 1 : 5000 (сеть разности результатов анализа 20×2 мм).

В качестве критерия оценки уровня эрозионного среза геохимических аномалий используется зональность ореолов. Определяют отношения средних содержаний и продуктивностей ореолов пар элементов, а также отношения параметров частных суммарных ореолов. При этом в числителе указывается параметр надрудных ореолов, а в знаменателе — подрудных. Оценка уровня эрозионного среза аномалий производится путем сравнения величин указанных выше параметров с таковыми ореолов известных жильных тел. Наиболее целесообразно использовать параметры мультипликативных ореолов $(\text{Ba} \cdot \text{Sr} \cdot \text{Ga}) / (\text{V} \cdot \text{Ni} \cdot \text{Co})$, поскольку их зональность является более контрастной.

Кроме графического материала, изображающего распределение абсолютных содержаний элементов, необходимо составлять таблицы и графики, характеризующие изменения отношений между элементами по вертикали (над хрусталеносным телом верхние горизонты, средняя часть, корни кварцевых жил) и горизонтали (центр и фланги рудного тела). В качестве критерия разбраковки зон рассеянной минерализации используют отношение линейных продуктивностей частных суммарных аномалий. В том случае, когда значение этого отношения отвечает первичным ореолам, развитым на уровне нижних частей промышленного оруденения, выявленная аномалия может быть отнесена в разряд зон рассеянной минерализации. При этом величины индикаторного отношения сравниваются с табулированными для месторождений значениями графиков изменений по вертикали индикаторных отношений.

Решение задачи усиления слабых ореолов осуществляется путем рационального опробования (непрерывный метод отбора точечных проб), анализа минералов и тяжелых фракций геохимиче-

ских проб (пирит, кальцит, серицит, хлорит), построением мультипликативных ореолов (Ba·Sr; Y·Ge·La; Zn·Pb), путем расчетов отношений полярных пар элементов (спутник—антагонист), применением высокочувствительных методов анализа, определением температурных форм ртути, выделением геохимических аномалий методами усреднения (скользящее окно).

При разбраковке аномалий учитываются следующие признаки;

1) положение участка в конкретном геологическом пространстве; положительно оцениваются аномалии, которые по элементному составу соответствуют прямым геохимическим индикаторам (Cl, F, Na, K);

2) контрастность геохимических аномалий по отношению к геохимическому фону; высокая контрастность аномалий является положительным фактором их оценки;

3) пространственное совпадение геохимических и минералогических признаков; первоочередной положительной оценки заслуживают те ореолы, которые подтверждены минералогическими данными.

Аномалии делятся на истинные и ложные. Первые в зависимости от перспективности подразделяются на классы: а) с весьма вероятным развитием хрусталеносности; б) с возможным обнаружением хрусталеносной минерализации; в) с маловероятным развитием хрусталеносной минерализации; г) с возможным развитием хрусталеносности на глубину.

Признаками истинных аномалий являются:

1) резко неравномерное распределение элементов-индикаторов в зонах измененных пород со значительными колебаниями дисперсий содержания;

2) присутствие в ореолах элементов, принимающих непосредственное участие в процессах хрусталеобразования — хлора, фтора, калия, натрия, ртути;

3) максимальная совмещенность в пространстве ореолов разнообразных элементов-индикаторов;

4) сочетание положительных и отрицательных аномалий, уверенно фиксирующих эпицентры хрусталеносной минерализации;

5) широкий термоспектр возгонки ртути в измененных породах с наличием низко-, средне- и высокотемпературных форм;

6) присутствие в ореолах надрудных элементов-индикаторов (бария, стронция, серебра, мышьяка, сурьмы, ртути, низкотемпературных форм возгонки ртути), характерных для слабоэродированных жильных тел.

Последовательность при оценке аномалий определяется стадией поисково-разведочных работ. На стадии поисковых работ в масштабе 1:50 000 проводятся общая (обзорная) оценка аномалий, их разбраковка и выделение первоочередных аномалий для проверки более детальными работами. На стадии детальных поисков в масштабе 1:10 000 проводится проверка наиболее перспективных аномалий горными выработками. На стадии разведки

оценка аномалий проводится методами аналогии с уже известными рудными телами. Скважины и горные выработки, заложенные для проверки аномалий, подвергаются геохимическому опробованию с целью получения данных о распределении элементов по вертикали, имеющих важное значение при интерпретации выявленных аномалий. Объем буровых и горных работ для вскрытия первичного ореола зависит от сложности геологического строения и размера ореола; он должен быть минимальным и обеспечивать лишь вскрытие хрусталеносных тел с предварительной оценкой качества кристаллов кварца, определяемого методом гамма-облучения. При этом отмечается характер радиационной окраски кварца, возникающей под действием радиоактивных источников ^{60}Co .

При проведении поисковых работ опробованию подвергаются развалы кристаллов кварца. В случае вскрытия хрусталеносных жил в коренном залегании кристаллы для исследований отбирают из горных выработок. При разведочных работах пробы отбирают из гнезд. Число кристаллов по возможности должно составлять 10—12. Из кристаллов вырезаются 2 пластины (толщина 3 мм), которые шлифуют с обеих сторон. Одна из пластин остается в качестве эталона, другая покрывается алюминиевой фольгой и подвергается гамма-облучению источником ^{60}Co (доза облучения 0,7 А/кг). Измерение оптической плотности возникшей окраски производится на спектрофотометре в диапазоне длин волн от 200 до 650 мкм. Проценты пропускания приводятся к единой толщине препаратов, равной 1 см. Запись спектров оптического поглощения осуществляется в локальных чистых, лишенных включений и трещин зонах кристаллов. Определяется доза насыщения. Плотность дымчатой окраски выражается в пятибалльной системе (толщина образцов приравнивается к 1 см): один балл 0,0—0,2; два балла 0,2—0,5; три балла 0,5—1,0; четыре балла 1,0—2,0; пять баллов <2,0.

В зависимости от характера окраски кварц делят на четыре группы (дымчатые, дымчато-цитриновые, цитриновые и радиационно устойчивые). Рассчитывают частоты встречаемости кварца этих типов. По типу и плотности окраски выделяют зоны, перспективные на оптически радиационно устойчивый кварц (равномерная окраска и небольшая плотность), цитрин. Проводят качественную оценку уровня эрозионного среза жильных тел по преобладанию цитриновых или дымчатых кристаллов, в случае локализации жил в кварцитах или по плотности дымчатой окраски, при размещении минерализации в сланцах и амфиболитах. Полученные данные наносят на планы, разрезы. Строят графики, отражающие градиент изменчивости плотности окраски. В плоскости рудных тел строят карту изолиний бальности.

Для определения количественных критериев оценки степени эрозионного среза жильных тел применяется метод ИК-спектроскопии, заключающийся в измерении площадей основных характеристических полос поглощения. Используют два показателя: отношение площадей полос поглощения $\text{OH}(\text{Al-Li}) : \text{OH}(\text{Al})$. Опре-

деляется геохимический градиент — изменение названных отношений на 100 м углубки в пределах известного месторождения.

Глубину эрозионного среза определяют по формуле $H = (a - b) / a \times 100$, где H — разность в глубине эрозионного среза; a — значение максимального содержания отношения $\text{ОН}(\text{Al} - \text{Li}) : \text{ОН}(\text{Al})$ в эталонном объекте; b — то же, минимального в новой зоне; Q — геохимический градиент.

При сложном характере минерализации или при оценке жильных зон в новых районах, где отсутствуют сведения об эталонных объектах, составляют шкалу содержаний лития и водорода исходя из отношения полос поглощения и процентного содержания кристаллов 1—4 типов. При этом процентное содержание кристаллов 1 типа, характеризующих нижнюю часть рудных тел и образовавшихся в ранние периоды, берется с отрицательным знаком, а число кристаллов 3—4 типов, образовавшихся в поздние периоды, берется с положительным знаком. Содержание кристаллов 2 типа принимается нейтральным и в расчетах не участвует. Процентное содержание кварца ранних и поздних этапов алгебранчески складывается. Соотношение типов кристаллов будет укладываться в пропорции от +100 до —100%. Зональность выражают градиентом изменчивости кварца в баллах.

Выбор тех или иных методов определяется характером решаемых задач, а в общем случае — степенью изученности исследуемой территории. В районах Урала и Сибири можно использовать шлихо-взрывной метод поисков по вторичным ореолам рассеяния.

При геохимических поисках главное внимание следует уделить тем проявлениям, которые на выходах не представляют практического интереса, но с глубиной, возможно, переходят в промышленные месторождения. Для разбраковки кварцевых жил можно использовать гамма-облучение. По результатам геохимического опробования уточняются особенности распределения элементов-индикаторов в первичных ореолах и на этой основе оцениваются перспективы хрусталеносности глубоких горизонтов разведываемых участков. Применение геохимических критериев позволяет более обоснованно оконтуривать промышленные блоки и выделять для разведки (по данным опробования керна буровых скважин) продуктивные зоны, сокращая затраты на дорогостоящую проходку горных выработок. Особенно эффективным представляется опробование коренных пород на флангах и прилегающих к разведываемому объекту площадях с целью выявления перспективных геохимических аномалий и расширения на этой основе фронта разведочных работ.

Наличие более значительных по размерам мультипликативных ореолов вокруг жильных тел позволяет рекомендовать в пределах перспективных площадей бурение одиночных скважин со сгущением разведочных работ на тех участках, где в результате геохимического опробования скважин первого этапа выявлены первичные ореолы элементов-индикаторов.

Исландский шпат

Прозрачный кальцит или исландский шпат (CaCO_3) встречается в природе редко и относится к одним из дефицитных видов сырья. Кристаллы исландского шпата образуются в низкотемпературный гидротермальный этап. Известны пять типов месторождений, характеризующихся постоянством главных минеральных ассоциаций: халцедон-цеолит-кальцитовый, кальцитовый, кальцит-кварцевый, кварц-сульфидно-кальцитовый и микроклин-кальцит-морионовый. Первый и наиболее промышленно интересный тип связан с вулканическими и субвулканическими породами основного и умеренно-основного состава — базальтами, долеритами, андезитами и их туфами. В Советском Союзе месторождения исландского шпата связаны с трапповым магматизмом Сибирской платформы как в пределах развития лавовых покровов, так и туфогенных отложений.

В лавовом поле распределение месторождений исландского шпата разных порядков контролируется отрицательными депрессионными структурами. Месторождения тесно связаны с линзами шаровых лав, обнажающихся в основании лавовых покровов. Гнезда с исландским шпатом концентрируются в основном в местах коробления покровов, локализуясь как в самих шаровых лавах, так и в подстилающих их более древних покровах, образуя продуктивные горизонты мощностью в несколько метров.

В туфовом поле месторождения исландского шпата располагаются либо внутри субвулканических долеритовых тел (дайках, штоках), либо в агломератовых туфах в жерловых и прижерловых зонах вулканов. Они достаточно четко контролируются тектоническими нарушениями. Крупные гнезда с кристаллами исландского шпата локализуются в зонах крупноглыбового дробления пород.

Наиболее интенсивная кальцитовая минерализация характерна для периода смен вулканических извержений (конечные этапы выброса туфов и начальные этапы излияния лав). Первичный состав гидротермальных ювенильно-вадозных растворов, поступавших в «продуктивные» породы, был существенно хлоридно-натриевым, но вследствие взаимодействия с породами субстрата изменился на существенно натриево-кальциевый бикарбонатно-хлоридный. Из таких низкотемпературных растворов и кристаллизовался исландский шпат.

Общими поисковыми признаками месторождений исландского шпата являются:

- 1) присутствие лавовых и туфогенных пород трапповой формации;
- 2) интенсивное проявление тектонических разрывов в преимущественно отрицательных внутриэффузивных структурах (мульды, кальдеры и др.);
- 3) широкое развитие текстурных разновидностей пород типа шаровых лав, участков крупноглыбового дробления в породах туфового поля и др., которые способствовали проникновению боль-

ших порций гидротермальных растворов и кристаллизации в крупных полостях под экранами;

4) низкотемпературная гидротермальная переработка пород при наличии халцедон-цеолит-кальцитовый минеральной ассоциации.

Предпосылки применения геохимических методов при поисках и оценках месторождений. Кристаллы исландского шпата образуются в полостях, причем источником CO_2 явились поступавшие извне гидротермальные растворы, а источником Са — породы субстрата. Степень и характер этого взаимодействия зависят от состава растворов, вмещающих пород, а также от их структурно-текстурных особенностей и степени дробления.

Необходимым условием образования кальцита является наличие в гидротермальных растворах иона HCO_3^- , что обуславливает принципиальную возможность использования карбонометрического метода для поисковых целей. Вблизи месторождений исландского шпата концентрация HCO_3^- настолько значительна, что в составе миндалин базальтовых покровов резко преобладает кальцит в ассоциациях с парагонитом, сапонитом и халцедоном, которые распространены значительно шире, чем продуктивные горизонты с исландским шпатом. Состав миндалин по мере удаления от шпатоносных узлов изменяется вследствие резкого увеличения содержания анальцита, томсонита, гидрослюд, пренита и кварца при уменьшении количества кальцита.

Реликтовые части растворов фиксируются в газожидких включениях в кальците и сопутствующих минералах во вмещающих породах, что позволяет надеяться на использование декрептофонических методов исследования в поисковых целях. Все породы, вмещающие месторождения исландского шпата, характеризуются повышенными потерями при прокаливании.

Газожидкие включения в кристаллах исландского шпата и сопутствующих минералов отличаются весьма высокой концентрацией ионов хлора, которые иногда даже преобладают над ионами HCO_3^- . Содержание хлора в долеритах из шпатоносных даек на порядок выше по сравнению с долеритами из нешпатоносных даек. Воздействие хлора проявляется также в изменении первичной концентрации и распределении тесно связанных с ним элементов (Hg, Cu, Pb, Zn, Ag, Mn, Cr, Ti), что четко устанавливается при сопоставлении их содержаний и дисперсии содержаний в неизмененных и гидротермально переработанных породах. Среди этих элементов особую роль играют Hg и Ti.

Установлены четыре разнотемпературные формы ртути: самородная ($100-150^\circ\text{C}$), хлоридная ($140-260^\circ\text{C}$), сульфидная ($220-350^\circ\text{C}$) и изоморфная.

Наиболее распространена хлоридная форма ртути, присутствующая во всех 76 изученных пробах и дающая на графиках высвечивания максимальные пики. Температура возгонки именно этой формы ртути примерно соответствует температуре гомогенизации газожидких включений ($80-220^\circ\text{C}$) в кристаллах исланд-

ского шпата, незначительно смещаясь в более высокотемпературную область.

Достаточно часто встречается и низкотемпературная самородная ртуть, отсутствующая в большинстве гидротермальных месторождений. В районе развития гнезд с кристаллами исландского шпата иногда отмечается совмещение двух низкотемпературных форм ртути. Сульфидная форма ртути встречается значительно реже, а изоморфная ртуть (434°C) обнаружена только в одной пробе.

Приведенные данные свидетельствуют о связи основного количества ртути с этапом продуктивной цеолит-кальцитовая минерализации. Это подтверждается резким увеличением содержания ртути ($2 \cdot 10^{-6}$ — $7 \cdot 10^{-6}\%$) в продуктивных частях минерализованной зоны, тогда как в измененных более высокотемпературных породах (скарнированных с магнетитом и без него, кварц-карбонатных породах и др.) содержание ртути обычно более низкое ($< 1 \times 10^{-6}\%$). Причем с увеличением степени продуктивности той или иной части шпатоносной зоны, как правило, увеличивается и содержание хлоридных форм ртути. Таким образом, ртуть является чутким индикатором шпатоносного оруденения. В некоторых месторождениях лавового поля в небольших количествах отмечалась киноварь.

Введение в водно-хлоридно-карбонатный раствор добавок треххлористого титана уменьшает способность этого раствора к спонтанной кристаллизации и содействует образованию более крупных и чистых кристаллов кальцита. В высококачественных кристаллах исландского шпата содержание титана обычно повышенное. Источником титана, безусловно, являются вмещающие породы, на что указывает и резкое изменение дисперсии титана вблизи шпатоносных гнезд. Влияние титана на качество и размеры кристаллов исландского шпата бывает настолько значительно, что в отдельных регионах по степени концентрации в долеритах титан-авгита можно даже различать промышленные и непромышленные блоки в пределах минерализованных зон месторождений. Образованию исландского шпата, по-видимому, благоприятствует и высокое содержание щелочей, особенно калия, во вмещающих породах. Поэтому продуктивные базальты и долериты отличаются от непродуктивных большими значениями коэффициентов $\text{CaO}/\Sigma\text{FeO}+\text{MgO}$, $\text{K}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$, а также $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$, что связано, видимо, с окислением пород под воздействием летучих веществ. Имеются и другие отличия в исходном составе вмещающих пород, отраженные, например, в табл. 6.

Месторождения исландского шпата формируются в вулканических областях, где вследствие унаследованности путей движения растворов особенно часто (хотя и не всегда) отмечается наложение низкотемпературной гидротермальной переработки пород на высокотемпературные — телескопирование. Особенно благоприятно направленное изменение пород на всем протяжении гидротермального процесса. Так, в дайках Тунгусско-Мункамбинского раз-

дома накопление кальция происходит в скарновой стадии минерализации, при образовании кремнисто-карбонатных пород, а также более низкотемпературных кальцитовых жил с гнездами исландского шпата. Такая направленность процесса способствует образованию высоких содержаний кальция в относительно легко растворимых соединениях вблизи минерализованных зон с исландским шпатом. Месторождение исландского шпата приурочено к

Таблица 6

Химический состав долеритов

Компоненты	Долериты, вмещающие м-ния исландского шпата					Долериты с проявлением исландского шпата		Некальцитоносные долериты		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	44,7	45,2	42,6	45,7	45,15	46,45	45,85	47,6	47,2	47,7
TiO ₂	1,88	1,89	1,84	1,98	2,16	1,88	1,87	1,14	1,7	1,49
Al ₂ O ₃	14,33	15,0	14,35	14,56	15,07	14,23	14,79	15,0	16,58	14,64
Fe ₂ O ₃	8,37	8,49	9,29	8,04	7,72	8,1	8,61	2,56	11,1	13,4
FeO	4,71	4,96	4,56	4,56	4,93	4,81	4,68	8,35		
MnO	0,16	0,16	0,18	0,18	0,15	0,28	0,1	0,26	0,24	0,2
MgO	7,15	6,44	5,39	5,93	5,51	6,14	5,73	7,14	4,64	5,95
CaO	10,65	10,22	11,8	11,08	11,08	9,92	9,82	11,72	11,07	11,58
Na ₂ O	2,43	2,7	2,6	2,7	2,89	2,94	2,85	1,97	2,04	2,1
K ₂ O	0,6	0,48	0,46	0,46	0,56	0,4	0,43	0,23	0,29	0,29
П.п.п.	4,87	4,25	6,45	4,6	4,3	4,43	4,71	3,57	4,7	2,2
Сумма	99,55	99,79	99,52	99,79	99,52	99,58	99,44	99,54	99,56	99,55

Примечание. Все долериты без миндалин и без видимой гидротермальной переработки, что подтвердилось при изучении шлифов. 1—10 — номера отбора проб.

той части минерализованной зоны в дайках долеритов, где особенно широко развиты более высокотемпературные кремнисто-карбонатные породы гидротермального генезиса, причем вблизи месторождения и сопутствующих ему проявлений исландского шпата эти породы интенсивно выщелочены.

Некоторые из более высокотемпературных гидротермальных минералов, таких как магнетит, гранат, турмалин, флюорит, и соответствующих элементов (F, Li) вследствие частого пространственного совмещения высоко- и низкотемпературной минерализации могут быть использованы при поисках самих шпатоносных зон.

Степень минерализации шаровых лав по мере удаления от вулканических центров — путей движения гидротермальных растворов — обычно уменьшается. Аналогичные явления установлены и для месторождений, приуроченных к зонам дробления туфов. На близость к вулканическим центрам указывают такие минералы, как гранат, дистен, ставролит, турмалин, флюорит и др., а также

иногда и несколько повышенная основность самих пород, меньшая отсортированность материала в туфах и другие факты, которые могут быть использованы для оценки возможной продуктивности минерализованных зон или продуктивных горизонтов в линзах шаровых лав и вблизи них — вероятность обнаружения более крупных месторождений вблизи вулканических центров больше.

И, наконец, в результате взаимодействия гидротермальных растворов и вмещающих пород перераспределяется большинство элементов вблизи гнезд, что выражается в резком увеличении неравномерности их распределения — дисперсий, что также может быть использовано для оценки продуктивности самих зон.

Минералообразующие растворы меняют свой состав во времени и пространстве, в результате чего в месторождениях исландского шпата возникает минералого-геохимическая зональность, обусловленная дифференциальным распределением элементов в пространстве. Для шаровых лав характерна морденит-кальцитовая ассоциация с относительно небольшим содержанием халцедона, а для кровли подстилающих покровов — халцедон-кварц-кальцитовая. В миндалинах из кровли подстилающих покровов преобладают палагонит, сапонит, халцедон, кальцит, цеолиты (морденит), причем участки развития халцедона и кальцита совпадают с развитием исландского шпата. Турмалин и флюорит связаны с «подгнездовыми»; подстилающими частями минерализованной зоны. Показательно распределение цеолитов и кальцитов в минерализованных зонах. В пироксен-цеолитовых породах анальцит и натролит снизу вверх сменяются натриево-кальциевыми и кальциевыми цеолитами — крупные гнезда с кристаллами исландского шпата приурочены к верхним частям минерализованных зон. Отношения содержаний кальцита и цеолитов в продуктивных частях минерализованных зон (в исследованных нами дайках долеритов) меняются в пределах от 10 до 40, а в непродуктивных частях меньше — цеолиты иногда преобладают. Местные изменения кислотности — щелочности растворов, фиксируемые по изменению характера цеолито-кальцитовой минерализации в продуктивных зонах, отражаются и на характере переработки вмещающих пород. В участках развития натровых цеолитов направленность переработки пород несколько иная, по сравнению с участками развития кальциевых цеолитов и исландского шпата. В районе развития гнезд с крупными кристаллами исландского шпата (которому иногда сопутствует морденит и гейландит) содержание кремнезема повышенное (50%), а в районе развития крупных скоплений анальцита и убогой кальцитовой минерализации, наоборот, пониженное (43—44%).

Анальцит и бедные кремнеземом цеолиты находятся в равновесии с растворами, недосыщенными кремнеземом (последний в связи с этим должен заимствоваться из вмещающих пород), а богатые кремнеземом цеолиты (морденит и др.) — в равновесии с растворами, пересыщенными кремнеземом (т. е. должен отлагаться в породах и минералах — халцедоне, кварце). В околоснездо-

вых породах также обычно увеличивается содержание Са, К, летучих веществ и некоторых других элементов. Степень окисления железа также увеличивается. Существующая в базальтах четко выраженная корреляционная зависимость ($r=0,75$) между К и Na в процессе гидротермальной переработки пород исчезает ($r=0,08$), но выявляются отсутствовавшие ранее корреляционные связи между Zn и Cu ($r=0,45$), что связано с их перераспределением и последующей концентрацией в одних и тех же минералах.

При разрушении карбонатов и других сопутствующих минералов, содержащих включения с ионами HCO_3^- , последние растворяются в воде, образуя гидрохимические ореолы, частично усваиваются растениями (биохимические аномалии). Карбонат-ионы в породах, растениях и растворах сравнительно быстро и легко определяются с помощью химических методов. Повышенные концентрации этих ионов указывают на вероятное наличие исландского шпата.

Возможность использования первичных ореолов для поисков и оценки проявлений и месторождений исландского шпата в лавовом и туфовом полях не одинакова.

В лавовом поле шпатоносная минерализация связана с достаточно крупными по размерам линзами шаровых лав. Поиски этих линз достаточно надежны по структурным признакам (приуроченность к мульдам и т. д.) в сочетании с геофизическими исследованиями лавовых покровов и изучением делювиальных ореолов рассеяния минералов-индикаторов. Геохимические исследования на этой стадии работ имеют косвенное значение и заключаются в исследовании обычно хорошо обнажающихся верхних частей базальтовых покровов на летучие вещества, щелочи, $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$, К/Na и халькофильные элементы. Повышенные содержания летучих веществ (H_2O , Cl) и халькофильных элементов при высоких значениях $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ и К/К+Na указывают на то, что рассматриваемые покровы являются продуктивными и содержат крупные линзы шаровых лав. Геохимические исследования гидротермально-переработанных пород в пределах самих линз шаровых лав и прилегающих к ним продуктивных горизонтов проводятся с целью возможного наличия в отдельных их частях гнезд с кристаллами исландского шпата, т. е. определения вероятной продуктивности. Для этого следует изучать характер изменения пород в нижних частях линз шаровых лав, исходя из наличия здесь кальциевых цеолитов, резкого уменьшения содержания магнетита, повышения содержания кремнезема и калия как в породах, так и в отдельных минералах. Такие исследования необходимо осуществлять при изучении керна скважин, что позволит избежать проходки тяжелых горных выработок в заведомо неперспективных участках минерализованных зон.

При изучении месторождений в туфовом поле Сибирской платформы можно решать следующие задачи: 1) поиски минерализованных зон; 2) оценку их перспектив; 3) оценку перспектив отдельных частей этих зон.

Аномалии элементов-индикаторов охватывают не только дайки долеритов, но и вмещающие их туфы. Элементы характеризуются различной подвижностью, образуя ореолы инфильтрационного типа. Высоким содержаниям одних элементов (медь) иногда соответствуют пониженные содержания других (свинца), но отмечается также и одновременное повышение (или понижение) содержания всех халькофильных элементов. Такие особенности в распределении содержаний элементов позволяют отличить неизмененные туфы от гидротермально-переработанных. Мощность ореолов в туфах (вблизи минерализованных зон в долеритах, в отдельных случаях вблизи крупных месторождений) достигает 70 м, причем отдельные элементы образуют различные по размерам ореолы. Мощные и достаточно контрастные ореолы, указывающие на наличие минерализованных зон со шпатоносной минерализацией, образуют Cl, Hg, H₂O. В шпатоносных полях, связанных с зонами крупноглыбового дробления в самих туфах, мощность ореолов переработанных пород с аномальными содержаниями указанных выше минералов и элементов-индикаторов не превышает 20 м, т. е. меньше в несколько раз.

Вторичные ореолы рассеяния изучены слабо. Возможно использование карбонометрической и хлорометрической съемок (при отсутствии карбонатного цемента во вмещающих породах) в элювиально-делювиальных отложениях для поисков минерализованных зон с кристаллами исландского шпата.

Методика работ. При мелкомасштабных (1 : 200 000—1 : 25 000) работах изучаются ореолы рассеяния минералов кремнезема, цеолитов и анальцимов, которые обнаруживаются проще и встречаются чаще, чем более локальные проявления исландского шпата. Их целесообразно использовать для поисков минерализованных зон, перекрытых наносами. Пространственное совмещение более ранней рудной (особенно магнетитовой, цеолит-кальцитовой) минерализации позволяет использовать шлиховое опробование для поисков. В лавовом и туфовом полях оценивается перспективность базальтовых покровов и даек долеритов по особенностям минерального и химического состава, причем основное внимание уделяется содержаниям Ti, Cl, H₂O, степени окисленности железа и величине K/K+Na; также учитываются распространенность миндалекаменных пород и состав миндалинов. Преобладание в составе миндалинов кальцита — положительный признак. В туфовом поле можно применять карбонометрическую съемку, но наличие карбонатного материала в составе туфового цемента обуславливает ложные аномалии, количество которых определяется степенью развития карбонатизированных туфов. Разбраковка аномалии в принципе возможна по различиям изотопного состава углерода, но на данной стадии проводить такие сложные исследования в массовом масштабе вряд ли целесообразно.

При поисковых работах в масштабе 1 : 10 000 и крупнее опробование производится по топографически привязанным профилям, располагающимся вкрест простиранья шпатоносных зон. В туфо-

вом поле Сибирской платформы в связи с частой приуроченностью минерализованных зон к северо-восточным разломам профили лучше всего ориентировать в северо-западном направлении. В лавовом поле, где покровы базальтов залегают субгоризонтально, профили ориентируют в любом направлении по склону. Расстояние между профилями 100—50 м при длине борозды не более 10 м. Длину пунктирной борозды выбирают с таким расчетом, чтобы первичные неконтрастные ореолы были охарактеризованы не менее чем 9 пробами. Увеличение интервала опробования приводит к сглаживанию кривой содержаний. Такое сглаживание допускается только до величины, при которой возможна фиксация конкретной аномалии (т. е. в большинстве случаев не более 10 м). Задача поисковых работ в этом масштабе — выявление практически всех линз шаровых лав и минерализованных зон в наиболее перспективных частях лавового и туфового полей. В лавовом поле на этой стадии работ обращается внимание на повышенные содержания граната, дистена, ставролита, турмалина, флюорита, указывающих на близость подводящих каналов, вблизи которых часто концентрируются наиболее ценные линзы шаровых лав.

Задачей геохимических работ в масштабах 1 : 5000—1 : 2000 является оценка перспектив обнаруженных минерализованных зон и наиболее продуктивных их частей. При оценке перспектив обнаруженных минерализованных зон можно исходить из двух основных критериев — закономерностей распределения и содержания элементов-индикаторов шпатоносного оруденения. Более интенсивное перераспределение (с привнесом или выщелачиванием) исходных компонентов пород указывает обычно на интенсивность гидротермальной проработки пород и, в конечном счете, на вероятность промышленных концентраций исландского шпата.

В шпатоносном поле, где было обследовано несколько минерализованных зон, более продуктивные зоны характеризовались резким увеличением дисперсии содержания большинства элементов, и прежде всего щелочей, Са, Си, Рb, SO, Мп, и Ag (Сl и Hg в этих зонах не изучались). Продуктивные зоны выделяются более высокими содержаниями Са, Mg, Рb, Со, Си и Ag. В дайках долеритов продуктивные минерализованные зоны также выделяются повышенными дисперсиями содержаний большинства анализированных компонентов. Внутри самих зон, как показал детальный отбор проб, можно выделить участки пород, характеризующиеся повышенными концентрациями Ti (и соответствующих минералов) в сочетании с хлором, а также Hg, Си, Ag, причем температура возгонки ртути слегка повышена (на 20—30° С) по отношению к наиболее распространенным значениям в минерализованной зоне. В шпатоносных объектах присутствуют все формы ртути, в том числе и низкотемпературная.

Оценка перспектив минерализованных зон по ассоциациям минералов в значительной степени зависит от типа месторождений. Бесцеолитовые халцедон-кварц-кальцитовые парагенезисы в эффузивных траппах свидетельствуют о наличии высококачествен-

ных кристаллов исландского шпата. Наличие цеолитовой (десмингейландитовой) минерализации в зонах крупноглыбового дробления в туфах при резком снижении анальцима — достаточно надежный признак возможного промышленного оруденения. В общем более разнообразный состав и высокое содержание аксессуарных минералов является благоприятным признаком шпатоносности минерализованных зон. Следует обращать внимание на гранаты, дистен, минералы титана, магнетит и сульфиды (особенно халькопирит, галенит и др.) и сравнительно редко встречающиеся турмалин и флюорит.

Исследования особенностей химического состава более распространенных минералов также способствуют правильной оценке перспектив тех или иных частей минерализованных зон. Содержание кальция и щелочей в десминах из даек долеритов в значительной степени определяет продуктивность минерализованных зон на исландский шпат. Для продуктивных участков характерны повышенные содержания кальция и особенно калия при пониженных содержаниях натрия. Наибольшие содержания K_2O (0,55%) в десмине из промышленного блока месторождения с особо высоким содержанием оптического кальцита; в десмине из промышленной части зоны с умеренным содержанием оптического кальцита 0,36% K_2O ; в десмине из непромышленной части минерализованной зоны 0,28% K_2O ; в десминах из кремнисто-карбонатных пород 0,18% K_2O и в десмине из участка, где кальцитовая минерализация ограничена, 0,13% K_2O .

При оценке возможной продуктивности минерализованных зон используются и другие минералогические признаки; положительным фактором является наличие исландского шпата. По форме и габитусу этих кристаллов можно судить о типе и, следовательно, возможных перспективах выявленного шпатоносного проявления.

Для общей характеристики минерализованных зон необходим отбор не менее 30 проб в мелкозернистых и 50 проб в крупнозернистых породах. Желательно такое распределение профилей в пространстве, которое обеспечило бы равномерный отбор проб в объеме всего шпатоносного тела, т. е. в туфовом поле пробы отбирают по профилям, расположенным на разных горизонтах, а в лавовом поле — в глубине склона на удалении от эрозионных поверхностей. В противном случае будет оценена часть шпатоносной зоны, примыкающая к поверхности, вдоль которой расположены профили. Расстояние между профилями 50—20 м в соответствии с обычно принятыми системами горных выработок и скважин. Длина борозды 1—2 м, в направлении наибольшей изменчивости пород длину борозды (и по возможности расстояние между профилями) следует сокращать вдвое.

Зональность первичных ореолов устанавливается путем сопоставления абсолютных содержаний компонентов на разных уровнях и расстояниях от центра, расчетов отношения метропроцентов на всю ширину ореола, величины мультипликативного показателя,

особенностей распределения и содержания элементов с помощью рангового коэффициента Спирмана и коэффициента вероятности числа скачков и др. При этом необходимо иметь в виду возможность искажения первичных ореолов вследствие многофазности пульсационного процесса минералообразования, весьма ярко проявленного в некоторых месторождениях туфового поля.

Задачей геохимических работ при проведении разведки является определение положения гнезд в пространстве. Она может быть решена при детальном опробовании карьеров и других выработок в районе предполагаемых шпатоносных гнезд, так как вблизи них отмечаются упомянутые выше специфические изменения состава окружающих пород.

Установлено, что в продуктивном горизонте лавового поля в районе гнезд отчетливо выделяются две зоны: 1) интенсивного выщелачивания пород, расположенная на большом расстоянии от гнезд и охватывающая участки дресвы из близлежащих линз или участков шаровых лав, в этой зоне гидротермальные растворы насыщаются кальцием; 2) частичного выщелачивания некоторых компонентов и одновременного отложения других (в частности кальция), эта зона примыкает к гнезду.

На стадии детальных поисково-разведочных работ изучают распределение кальцита и кальциевых цеолитов, анальцима и натриевых цеолитов. Участки, где преобладают кальцит и кальциевые цеолиты, наиболее благоприятны для концентрации промышленного оруденения. Повышенное содержание минералов титана, большое содержание хлора, наличие низкотемпературных форм ртути также указывают на возможность обнаружения кальцита именно в данной части минерализованной зоны.

При проведении всех видов полевых работ отбор геохимических проб производится в коренных породах, не затронутых (или почти не затронутых) выветриванием, ибо гипергенные процессы могут существенно исказить первичное содержание анализируемых компонентов. Масса проб находится в пределах общепринятых стандартов для каждого вида анализа.

При литогеохимических поисках в масштабах 1 : 50 000—1 : 10 000 основную массу проб анализируют на широкий круг элементов методом спектрального анализа. При более детальных работах на широкий круг элементов следует анализировать ограниченное число проб, отобранных с опорных профилей; там же отбирают пробы на минералогический и химический анализы.

Подвижный хлор определяли по следующей методике. Легкорастворимые хлориды экстрагировали из 2—3-граммовых навесок слабым раствором азотной кислоты (1 : 30) с последующим нефелометрическим определением хлора в $AgCl$. При такой обработке в раствор переходят галит, сильвин, карналлит, хлорapatит и частично содалит.

При литогеохимических поисках в масштабах 1 : 200 000—1 : 100 000 основную массу проб анализируют на хлор и широкий круг элементов методом приближенно-количественного спектраль-

ного анализа. Целью этого метода является выявление наиболее «работающих» минералов и элементов-индикаторов, которые из-за отличий в составе исходных пород и предшествующей высокотемпературной их переработке для разных районов — не вполне идентичны. При более детальных работах на широкий круг элементов следует анализировать ограниченное число проб, отобранных с опорных профилей, где также отбираются пробы на минералогический и химический анализы. По остальным пробам проводится количественное определение выявленных ранее элементов-индикаторов как в породах, так и (с большей степенью достоверности) в отдельных минералах. Работы, проведенные нами на отдельных объектах, позволяют выделить промышленные блоки по таким элементам как Ti, Hg в сочетании с хлором.

Для выделения слабых аномалий вблизи шпатоносных тел приходится пользоваться критерием «двух стандартных отклонений», что значительно увеличивает (до 2,28% против 0,14%) возможность обнаружения ложных аномалий. Однако вследствие обычной коррелируемости аномальных содержаний элементов по нескольким m точкам на профиле и нескольким смежным профилям целесообразно последовательно в зависимости от числа m снижать нижний уровень S_a согласно выражениям $S_a = C_{\phi} + 3S/\sqrt[3]{m}$ (нормальный закон) или $S_a = C_{\phi} \varepsilon \sqrt{m}$ (логнормальный закон). При этом практически не увеличивается число фиктивных аномалий сверх вероятностного их числа — 0,14%. Поэтому критерии $3S$ или $2S$ (ε^3 или ε^2) применяют для выделения изолированных точечных аномалий, большинство которых не представляет интереса.

Результаты сравнительного изучения месторождений исландского шпата показывают, что вокруг них в большинстве случаев наблюдаются сравнительно незначительные по размерам и интенсивности первичные ореолы. Поэтому возникает необходимость «усиления» контрастности слабых аномалий путем суммирования отклонений абсолютных (или относительных) значений разных компонентов-индикаторов от фоновых с последующим анализом соответствующих суммированных или аддитивных ореолов, что позволяет избавиться от фиктивных аномалий, где изменения содержания одного компонента часто не обусловлены соответствующими изменениями содержания других компонентов. Возможно также использование мультипликативных ореолов (содержание, дисперсия содержания, частота встречаемости, степень связи между коррелируемыми величинами) на основе критериев сходства, применяемых в математической статистике. В принципе желательно использовать метод многократной корреляции, учитывающий всю совокупность исследуемых минералов и элементов.

Первоочередной проверки заслуживают аномалии с максимальным набором положительных геологоструктурных, петрографических, минералогических и геохимических признаков. Для оценки перспективных аномалий может быть рекомендован следующий порядок: 1) детализация геологической обстановки в районе ано-

малии и в случае необходимости детализация минералого-геохимическими методами; 2) геофизические исследования с проведением дополнительного геологического и минералого-геохимического изучения объекта в проходимых легких горных выработках; 3) предварительная оценка выявленной аномалии; 4) вскрытие минерализованной зоны (шпатоносного тела) горными выработками и скважинами с целью оценки ее перспектив.

В основу разделения объектов на группы положены данные опробования. При интерпретации последних необходимо учитывать особенности геологоструктурного положения выделенной аномалии, околорудных изменений пород, минерального состава (наличие или отсутствие кристаллов исландского шпата) и другие геологические признаки, а также обычное значительное превышение размеров ореолов не по основному компоненту, а по минералам и элементам-спутникам. Обычно объекты по комплексу всех признаков делятся на две антагонистические группы в определенной последовательности: неизменные породы — минерализованные зоны, шпатоносные и нешпатоносные минерализованные зоны, продуктивные (в разной степени) и непродуктивные участки в шпатоносных и нешпатоносных объектах по всем основным параметрам.

Анализ проведенных работ показывает возможность комплексирования геохимических и геофизических исследований.

1. Аэромагнитные исследования в туфовом поле позволяют отметить основные разрывные структуры, которые могут контролировать шпатоносную минерализацию, а проверка этих структур в полевых условиях геохимическими методами позволяет отделить минерализованные зоны с цеолит-кальцитовой минерализацией от неминерализованных.

2. В лавовом поле выделение крупных перспективных шпатоносных структур проводится на основе гравиметрических, магнитных и электроразведочных работ. На этой же стадии целесообразно оценивать степень продуктивности покровов по упомянутым петрохимическим и минералогическим критериям.

3. Выделение благоприятных структур, вмещающих группу линз или отдельные линзы шаровых лав, проводится с достаточно высокой степенью надежности (80%) при комплексировании магнитометрии с электроразведочными работами. С этой же целью могут быть использованы минералогические критерии. Изучение характера минерализации, а также степени и характера переработки пород в пределах самих линз позволяет более уверенно судить о продуктивности выделенных линз.

4. Выделение благоприятных участков в пределах минерализованных зон (участки пересечения зон трещиноватости) проводится электроразведочными методами, а анализ прилегающих частей минерализованных зон — с помощью минералов- и элементов-индикаторов.

5. Местоположение полостей в пределах разведочных карьеров можно определить микроэлектроразведочными работами (полости определяют на расстоянии 10 м). Изучение характера переработки

пород вблизи полостей по их минералого-геохимическим ореолам позволяет примерно в этих же пределах определять направленность и характер гидротермальной переработки пород и тем самым оценивать перспективы выявленной геофизической аномалии. Такое сочетание геофизических и геохимических методов вероятно будет способствовать увеличению производительности труда и уменьшению потерь при эксплуатационных работах.

Малахит

Малахит, относящийся к группе ювелирно-поделочных камней, развит в зонах окисления сульфидных месторождений. Агрегаты малахита добываются на этих месторождениях попутно. Минерализация развивается в зонах окисления: а) сульфидных медных и медно-железородных скарных образований; б) сульфидных медных и кобальтово-медных стратиформных проявлений.

В месторождениях первой подгруппы первичная рудная минерализация связана с метасоматическими процессами, протекавшими на контакте гранитоидов или эффузивов с карбонатными породами, сопровождавшимися образованием сульфидов (пирит, халькопирит, пирротин) в скарнах. Парагенезис минералов в этих образованиях разнообразный — пироксен, гранат, тетраэдрит, молибденит, сфалерит, галенит, барит, самородная медь, халькозин, куприт, тенорит, лампадит, азурит, гематит, мартит, атакамит, турьит, фосфаты меди и др. В месторождениях второй группы малахит концентрируется в карстовых карбонатных образованиях, развивающихся в зоне окисления стратиформных Co-Cu месторождений. Скопления малахита находятся среди переотложенных рудных минералов и глин. Исходным материалом для образования малахита являлись сульфиды меди и железа. Основными минералами зоны окисления являются: малахит, хризоколл, землистая смесь окислов меди (тенорит, мелакоцит), кобальта (гетерогенит, линнеит, корролит), железа и марганца, азурит, куприт, самородная медь, диоптаз, карнотит и либетенит. Малахит развит в основном по плоскостям сланцеватости и по трещинам, а в известняках — в карстовых пустотах.

Поисковые работы на малахит проводятся в районах проявления медной минерализации при развитии древних кор выветривания и зон окисления первичных сульфидных руд. Поисковыми признаками являются находки малахита в виде налетов, корочек, землистых масс в карбонатных образованиях, являющихся источником кальция, необходимого для образования малахита и создающих условия для его формирования. В закрытых районах при поисках малахита может применяться геохимическая съемка с выделением аномалий меди. Такие работы следует сосредоточить в районах где проводятся поисковые и поисково-разведочные работы на основные полезные компоненты (медь, железо, кобальт). При разбуривке аномалий к числу перспективных относятся те, которые локализируются среди карбонатных образований в зонах

окисления скарновых и стратиформных проявлений. При помощи газортутной съемки проводится трассирование разрывных нарушений и зон трещиноватости.

Путем комплексирования геохимических работ с геофизическими (метод естественных полей, ВЭЗ, гравиметрия, сейсморазведка) осуществляется выделение карстовых полостей, проверка которых проводится колонковым бурением. Опытно-методических геохимических исследований на малахит не проводилось.

Хризопраз

Хризопраз — разновидность кремнезема, зеленой окраски, микроволокнистой и тонкозернистой структуры, используемая в ювелирной промышленности. Минерализация связана с обогащенными никелем серпентинизированными и силицизированными ультрабазитами, на которых развиваются коры выветривания (линейного и смешанного типов). Никель и магний, заимствованные из ультрабазитов, переходили в раствор и мигрировали совместно с кремнеземом в глубокие горизонты, где при рН около 6—7 образовались самостоятельные минеральные фазы (никелевые и никель-магниевые водные силикаты).

Общими поисковыми признаками хризопразовой минерализации являются: а) развитие ультрабазитов, обогащенных никелем и принадлежащих к габбро-перидотитовой формации, в пределах которых развиты измененные породы силицифизированного (охристо-кремнистого) профиля коры выветривания; б) пространственная ассоциация массивов ультраосновных пород с интрузиями гранитоидов; в) присутствие в зонах брекчирования пород участков силицификации и цементации халцедоновым материалом.

С хризопразом ассоциируют кварц, халцедон, опал, празопал, устойчивые при процессах выветривания и сохраняющиеся в алювиальных образованиях, а также турмалин, тальк, асбест, гарниерит, кахолонг, сапфирин. К минералогическим критериям хризопразности относятся развитие минеральных ассоциаций опал+празопал+халцедон+магнезит+керолит, легированных железных руд, минералов силикатного никеля. В естественных выходах хризопраз редко имеет зеленый цвет, часто покрыт буроватой коркой гидрооксида железа и интенсивно преобразован в сыпучую массу (маршаллит). Массивы ультрабазитов, содержащих хризопраз, подвергались средней стадии серпентинизации; они сложены хризотил-лизардитовыми или существенно лизардитовыми серпентинитами, с широким проявлением хлоритизации и оталькования. В измененных породах отмечаются магнетит, магнезит, хлорит, лимонит, сапонит, тальк.

Наиболее перспективными на хризопраз являются наименее глубинные интрузивные ультрабазитовые массивы, характеризующиеся высокими значениями (0,16—0,21) коэффициента фациальности $K_f = \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ и низкими (7,8—9,0) показателями отношения магния к железу [37].

Благоприятной предпосылкой для применения геохимических методов при поисках хризопраза является обогащенность ультраосновных пород никелем (до 3,3%). При этом создаются благоприятные условия для образования хризопраза в гипергенных условиях. По геохимическим данным серпентиниты хризопразоносных массивов обогащены также железом. В серпентинизированных породах Казахстана отмечается относительно стабильное (около 40%) содержание кремнезема, с резким возрастанием его (до 68—84%) в тальк-лимонитовых породах, силицифизированных серпентинитах; содержание окиси магния (около 30%), наоборот, убывает в последних (до 2,5%).

Количество окиси кальция в наибольших концентрациях отмечается в карбонатизированных серпентинитах и в наименьших — в силицифизированных, но в последних увеличивается суммарное содержание калия и натрия. Зоны силицифизированных серпентинитов обогащены (в %): никелем до 0,37, кобальтом 0,03, хлором 0,41, медью 0,006.

В хризопразе, а также в ассоциирующих с ним халцедоне и опале содержатся, в %: никель 0,2—3,3, кобальт 0,02; хром 0,03; цинк 0,01; медь 0,03; натрий 0,3; калий 0,3.

Методика работ. Поиски месторождений хризопраза как самостоятельная стадия геологоразведочного процесса проводятся редко. Обычно хризопраз выявляется попутно при проведении поисковых работ на другие типы полезных ископаемых (никель, кобальт, магнетит). Благоприятные для развития хризопразовой минерализации площади намечаются в ходе маршрутных геологических исследований в масштабе 1 : 50 000. С этой целью просматривается вся документация поисковых работ, а по возможности и каменный материал. При осмотре основное внимание обращается на цвет пород и минералов. В связи с приуроченностью хризопразовых тел к участкам развития силицифизированных серпентинитов и развитых кварц-халцедоновых жил вдоль разломов благоприятные для хризопразовой минерализации зоны могут быть намечены по аномалиям ртути. Такие зоны отчетливо выявляются на поверхности кор выветривания по развалам глыб и обломков бурых, желто-бурых серпентинитов с охрами, лимонитовыми корочками, наличием обломков опала, халцедона, кварца.

На участках, где обнаружены прямые признаки хризопразоносности, необходимо сгустить сеть маршрутов для прослеживания зон силицифизированных серпентинитов.

На этапе поисковых работ в условиях полузакрытых районов эффективнее всего применение (на перспективных участках) площадного геохимического опробования донных осадков и элювиально-делювиальных образований. Масштабы опробования 1 : 25 000 и 1 : 10 000. В условиях горного рельефа с развитой гидросетью наиболее благоприятны для отбора проб тонкие илесто-глинистые фракции аллювиальных отложений (донные осадки) мелких рек, ручьев, сухих логов, а также конусов выноса делювиальных и коллювиальных образований. При изучении вторичных ореолов рас-

сеяния пробы отбирают из верхнего горизонта элювиально-делювиальных образований при условии, что мощность его не превышает нескольких метров.

В сухих засушливых районах, где наблюдаются щелочные и нейтральные почвы, пробы отбирают с глубины 15—20 см, а на площадях с влажным климатом, где развиты подзолистые, серые, бурые, сильнощелочные почвы, — с глубины 0,4—0,8 м. Отметим, что при определении методики площадного геохимического опробования в максимально возможной степени должна быть использована информация о металлогенических особенностях района исследований, полученная в результате геологосъемочных и геохимических работ предыдущего этапа: типичные рудные месторождения (никель, кобальт), структурные условия их локализации. При поисках в масштабах 1 : 25 000 и 1 : 10 000 производится инструментальная разбивка поисковой сети. Поисковые линии ориентируют по направлению наибольшей изменчивости распределения элементов-индикаторов (вкрест простирания предполагаемых структур). В условиях развития мощной коры выветривания, достигающих многих единиц и десятков метров в связи с тем, что ореолы рассеяния расположены на значительной глубине, пробы отбирают из буровых скважин. Проходка последних вызывает увеличение стоимости работ, поэтому обычно опробуют рыхлые отложения по картировочным скважинам, пройденным с целью поисков месторождений никеля или кобальта. В наиболее перспективных участках зон силицификации пробы отбирают из коренных пород в виде нескольких кусочков породы размером 1×2 см; масса отдельной пробы составляет 100—150 г. Все отобранные при геохимических поисках пробы подвергаются экспрессному спектральному анализу на никель, кобальт, медь, цинк, вольфрам, висмут, бор, бериллий, барий, литий.

Опыт исследования первичных ореолов при поисках и разведке рудных месторождений (никеля, кобальта) позволяет рекомендовать оконтуривание геохимических аномалий по величине минимально-аномальных содержаний, рассчитанных с 5%-ным уровнем значимости. Особое внимание обращается на эпицентры положительных и отрицательных аномалий, так как хризопраз высокого качества тяготеет к локальным скоплениям никелевых силикатов с высоким содержанием никеля на фоне разубоженных высококремнистых руд.

При интерпретации результатов геохимических исследований по первичным ореолам рассеяния определяются потенциальная никеленосность гипербазитов, содержание железа. Наиболее благоприятны гипербазиты, содержащие от 2 до 3,3% никеля и имеющие коэффициент железистости F , равный 0,12. Повышенная железистость массивов выражается в широком развитии аксессуарных минералов — гематита, пирита, андрадита. Одной из характерных черт хризопразоносных массивов является обогащенность их элементами-примесями, типичными для пород гранитоидного ряда Li, Zr, Be, P, W, Nb, Bi, Ba, B, что сопровождается формированием

таких минеральных фаз, как ортит, монацит, турмалин. Из геофизических работ применяется магниторазведка, фиксирующая серпентиниты.

Для определения качества хризопраза отбирают валовые пробы, которые направляют на исследование в лабораторию. Основными показателями качества хризопраза являются цвет, просвечиваемость и размер кондиционных зон.

Бирюза

Бирюза относится к группе водных фосфатов меди. Проявления экзогенного (или гидротермально-метасоматического) генезиса в зависимости от состава вмещающих пород подразделяются на три группы: а) месторождения в магматических породах порфировой формации; б) проявления в осадочно-метаморфических образованиях, в том числе залегающих в зонах контакта с интрузивными породами; в) проявления в зонах окисления и вторичного сульфидного обогащения медно-порфировых и полиметаллических месторождений. Отмечается приуроченность минерализации к корам выветривания пород, обогащенных фосфатом, медью, органическими остатками и гидротермальным кварцевым жилам.

Общими предпосылками поисков месторождения являются:

а) развитие кварцевых жил в гранитоидах, кварц-полевошпатовых порфирах, андезитовых порфиритах, а также в песчано-глинистых породах, аргиллитах, обогащенных фосфором, медью, необходимыми для образования бирюзы; б) проявление зон дробления, брекчирования, лимонитизации и повышенной трещиноватости; в) развитие низкотемпературных фаций вторичных кварцитов по интрузивным породам; проявление метасоматитов, представленных ороговикованными, окварцованными, серицитизированными и пиритизированными породами.

Предпосылки применения геохимических методов поисков бирюзы. На проявлениях бирюзы отмечаются алунит, галлуазит, ярозит, пирит, гематит, каолинит, вавеллит, халькосидерит, барит, кальцит. В зависимости от характера вмещающих пород парагенные бирюзе ассоциации минералов различны. Если породы субстрата, на которых развиваются коры выветривания, представлены риолитами, трахитами, монцонитами, порфиритами и гранитами с рассеянной рудной минерализацией, сопутствующими минералами бирюзы являются: сфалерит, доломит, ангидрит, цеолиты, лимонит, галлуазит, ярозит, серицит, каолинит. При развитии интенсивной рудной минерализации в зонах сульфидного обогащения отмечаются халькозин, малахит, азурит. При размещении минерализации бирюзы в корах выветривания с рудной минерализацией по сланцам, песчаникам, алевролитам, обогащенным фосфором, значительно развиты лимонит, малахит, азурит, хризоколла, вавеллит, галлуазит, серицит, каолинит. При локализации бирюзы в кварцевых прожилках отмечаются полевые шпаты, барит, кальцит. Развитие ярозита характерно для зон, обогащенных халькопиритом, халько-

зином, пиритом, марказитом. В зонах сернокислого выщелачивания отмечаются гидромусковит, каолинит, кварц, ярозит, лепидокрокит, гётит, галлуазит, халькосидерит, сванбергит, вудхаузит, барит, натроязрозит.

Элементами-индикаторами бириозоносных зон являются фосфор, титан, цинк, медь, свинец, никель, ванадий, хром, кобальт, стронций, барий, цирконий, молибден, количественное содержание которых зависит от характера вмещающих пород и их изменения. Некоторые из названных элементов являются характерными примесями в самой бириозе — фосфор, медь, сера, значительную роль играют железо, алюминий, кремнезем; кроме того, отмечаются примеси хрома, титана, цинка, бария, бериллия, никеля, молибдена, ванадия, циркония. В результате воздействия растворов на породы в участках тектонических нарушений и в бириозоносных зонах происходят миграция и перераспределение элементов. В метасоматиты привносятся фосфор, железо, медь, углекислота. К числу индикаторов бириозовой минерализации относятся отношения содержаний элементов-антагонистов фосфора к гафнию, бария к бору, циркония к гафнию. Указанные особенности проявлений бириозы обуславливают возможность применения геохимических методов при их поисках. В глинистой и илистой фракциях донных русловых образований постоянных и временных естественных потоков вблизи проявлений бириозы формируются потоки рассеяния меди, бария, стронция, цинка, фосфора. Бириозоносные тела фиксируются гидрохимическими ореолами (повышенными содержаниями меди, сульфат- и фосфат-иона).

Опытно-экспериментальными исследованиями установлено, что при поисках бириозы возможно применение литохимических методов по вторичным ореолам и потокам рассеяния, а также по первичным ореолам. При размещении месторождений в осадочно-метаморфических породах, представленных углисто-карбонатно-кремнистыми образованиями, вокруг бириозовой минерализации развиваются ореолы меди, фосфора, молибдена, ванадия.

В осадочно-метаморфических породах бириозоносные зоны пространственно связаны с углеродистыми сланцами и кварцитами, вокруг которых развиваются ореолы фосфора, меди, ванадия, молибдена. В гидротермально-измененных породах без развития бириозовой минерализации отмечаются только положительные эндогенные ореолы фосфора, меди, а в продуктивных зонах отмечены резкие колебания содержаний названных элементов. Для месторождений бириозы характерна вертикальная зональность (снизу вверх): 1) зона исходных углеродисто-сланцисто-кварцевых сланцев с желваками фосфоритов и пиритов; 2) зона «кружевной» бириозы, образованная ниже уровня грунтовых вод; 3) зона гидросланцистых пород с бириозовой минерализацией. Геохимическая зональность отражает минеральную и тесно связана с ней. Как и следовало ожидать, для верхнерудных зон устанавливаются значительно большие концентрации Ba, Hg, Ag, Sb, As; наоборот, в нижних горизонтах увеличивается содержание Sr, B, Ni, Co, Cr.

Методика работ. На перспективных для поисков месторождений бирюзы площадях целесообразно проводить детальные гидрохимические исследования в масштабе 1 : 10 000. Гидрохимический метод заключается в учете степени минерализации и ионного состава подземных и поверхностных вод путем отбора проб и анализа их на Cu , SO_4^{2-} , Fe , Cl , P , Ba . При этом могут быть выявлены признаки присутствия в пределах площади водосбора бирюзосносных тел, залегающих на некоторой глубине. Опробуют все источники подземных вод и водоносные горизонты. Расстояние между пунктами отбора проб не должно превышать 1 см на карте соответствующего масштаба работ. При отборе проб из поверхностных водотоков следует отдать предпочтение потокам с небольшим расходом воды.

В сухих и засушливых районах изучаются вторичные ореолы рассеяния. Эффективность этого метода определяется интенсивным развитием зон выщелачивания и выветривания на объектах бирюзы. Густота сети отбора при масштабах исследования 1 : 50 000 и 1 : 10 000 приведена в табл. 1. Пробы отбирают с глубины 25—40 см. При детальных поисках наиболее рационально глубину отбора проб для различных условий определять экспериментально. Отбор проб элювиально-делювиальных образований производят из закопшек, шурфов, канав. В пробу отбирают мелкую фракцию (<1 мм), массой 50 г. Пробы просеивают через сито 1—0,5 мм. Мелкую фракцию массой 20 г отправляют в лабораторию, где ее дополнительно стирают до состояния пудры.

При проведении литохимической съемки с целью выявления вторичных ореолов рассеяния особое внимание уделяется присутствию положительных аномалий молибдена (с содержанием 0,001%), бария, стронция, а также наличию ореолов привноса и выноса меди. Положительные аномалии меди (0,01%) обычно располагаются на периферии минерализованных зон. Учитывается тот факт, что эпицентры минерализации приурочены к зонам сочленения положительных и отрицательных аномалий меди и фосфора. При разбравке аномалий к числу перспективных относятся те, где наблюдается пространственное совмещение сульфидной минерализации с ореолами различных элементов. К числу перспективных относят аномалии, в пределах которых установлены делювиальные обломки кварца с включениями бирюзы. Зоны дробления можно выявлять при помощи газортутного метода, а также по аномалиям ртути в породах высокочувствительными анализами.

Первичные ореолы приобретают существенное значение при поисках и оценке в том случае, если рудные зоны залегают на глубине и характеризуются зональным строением, позволяющим судить о пространственном положении продуктивных тел.

При поисках по первичным ореолам проводится опробование коренных пород с целью выявления ореолов фосфора, меди, бария, стронция, ртути, молибдена и других элементов. Особо отмечают аномалии фосфора, которые обычно окружают бирюзовую ми-

нерализацию и сопровождающие их низкотемпературные метасоматиты. Отбор проб производят методом пунктирной борозды. Из интервала опробования (3—5 м) отбирают 5—6 сколков пород (через равные расстояния), которые объединяют в одну пробу массой 200 г. Жилы и зоны разломов опробуют отдельно.

* *
*

1. При геохимических исследованиях на месторождениях первой группы в качестве индикаторов выступают элементы-спутники, развивающиеся вокруг продуктивных тел. Это связано с широким распространением в земной коре основных петрогенных элементов входящих в состав минералов рассматриваемых месторождений — С, Si, Al, Mg, Са. Геохимические методы поисков базируются на прямых и обратных корреляционных зависимостях между содержаниями искоемых полезных ископаемых и аномалиями.

2. Для формирования многих месторождений первой группы большую роль играет состав среды, обогащенность пород компонентами необходимыми для образования минералов. Они формируются обычно в два этапа. В первый этап образуется комплекс геологических образований (пород, жил) играющих роль субстрата, который содержит химические элементы, необходимые для образования полезных минералов: безрудные кварцевые жилы (для горного хрусталя), магнезиально-силикатные метаморфические породы (для флогопита), интрузии гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации (для асбеста), трапповых интрузий, обогащенных кальцием (для исландского шпата). В большинстве случаев для минеральных ассоциаций продуктов первого этапа характерны высокие термобарические параметры формирования: магматические ультраосновные и основные породы (асбест, исландский шпат), метаморфические магнезиальные образования (флогопит), жилы высокотемпературного кварца (горный хрусталь).

Во второй, собственно продуктивный этап, происходило формирование месторождений полезных ископаемых, связанных с воздействием гидротермальных растворов, циркулирующих с замедленной скоростью и приведших к перераспределению элементов-примесей в околорудных зонах. Из глубин привносилось ограниченное количество компонентов (CO_2 , F, K, H_2O , Hg, Cl), основная масса составляющих заимствовалась из вмещающих пород.

Такой общий ход процесса формирования многих месторождений первой группы обуславливает использование при геохимических методах поисков двух групп элементов-индикаторов: а) выделение ореолов привноса, главным образом анионообразующих элементов — Cl, F, а также ртути; б) выявлению положительных и отрицательных аномалий, их сочетаний, как наиболее достоверно фиксирующих эпицентры минерализации. При этом учитывается роль геологической среды, благоприятной для формирования месторождений, что обуславливает использование петрохимических критериев поисков при их оценке.

3. Специфические условия образования некоторых месторождений определяют особенности их поисков. Учитывая ксеногенный характер алмазов, при поисках и оценке месторождений следует применять прежде всего минералогические методы. Литогеохимические методы поисков по вторичным ореолам и потокам целесообразны на первом этапе при выявлении собственно кимберлитовых трубок в условиях плохой обнаженности и задернованности. При этом учитывается, что по количественному содержанию таких элементов, как никель, кобальт, ванадий, хром, бор, медь, цинк, литий, ниобий, рубидий, радиоактивные элементы, кимберлиты отличаются от вмещающих их осадочных карбонатных образований, траппов и ультраосновных пород. Главным критерием алмазности кимберлитов является присутствие в них ассоциаций мантийных (внекимберлитовых) минералов алмаз-пироповой фации — гранатов, хромшпинелидов, ильменитов, обогащенных хромом.

4. Совместное использование минералогических и геохимических методов целесообразно при поисках топазов, бериллов, гранатов, корунда. По данным обработки результатов минералогических и геохимических исследований с помощью методов множественной вариации и корреляционного анализа могут быть намечены ранговые содержания представительных минералов и их групп, которые можно использовать при составлении минералого-геохимических карт.

5. Минералогические критерии наиболее эффективны также для тех полезных ископаемых, в которых полезный компонент является продуктом протокристаллизации расплава (хризолит, сапфир и др.).

6. Размеры эндогенных ореолов вокруг продуктивных тел рассматриваемой группы месторождений значительно превышают параметры продуктивных тел и легче выявляются, чем сами рудные тела. Размеры и форма эндогенных ореолов определяются конкретными структурными условиями размещения оруденения, химическим и минеральным составом и физико-механическими свойствами вмещающих пород. На некоторых объектах эндогенные ореолы отсутствуют (кимберлиты). Для усиления слабоконтрастных ореолов целесообразно проводить построения мультипликативных ореолов, а также форм нахождения ртути. Широкий термоспектр возгонки ртути в измененных породах с наличием сорбированной (100°C), хлоридной (220°C), сульфидной (320°C) и изоморфной (420°C) форм является благоприятным признаком для обнаружения слепых тел.

7. При оценке месторождений первой группы необходимо учитывать качество полезного ископаемого, размер кристаллов, отсутствие в них дефектов роста. Для этих целей эффективно применение гамма-облучения и инфракрасной спектроскопии.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВТОРОЙ ГРУППЫ

В предлагаемом разделе рассмотрены геохимические методы поисков ведущих видов горнохимического сырья — апатита, фосфоритов, бора, флюорита, самородной серы и солей. Для этой группы месторождений наиболее важным является химический состав полезного ископаемого, содержание конкретных элементов (фосфор, фтор, бор, калий, сера, бром и т. д.). Многие из названных элементов добывают из ископаемых и современных отложений, а также из подземных вод.

При геохимических поисках месторождений этой группы используются элементы, являющиеся основным компонентом самих руд, что сближает их с металлическими полезными ископаемыми. Условия формирования месторождений химического сырья весьма разнообразны. Они относятся к эндогенным, метаморфогенным и экзогенным генетическим типам. К первым относятся наиболее крупные месторождения апатита, вулканогенной серы, бора и флюорита. Апатиты могут иметь также метаморфогенное происхождение. К экзогенным относятся залежи фосфоритов, самородной серы, а также калийные соли. Разнообразие генетических типов месторождений горнохимического сырья определяет специфику их поисков. Различный подход к геохимическим методам поисков и оценке этих месторождений обуславливается, кроме того, неравномерным образованием районов СССР достаточными запасами химического сырья.

Последнее десятилетие характеризуется особенно интенсивным потреблением горнохимического сырья прежде всего для развития сельского хозяйства. Для нашего народного хозяйства огромное значение имеют апатиты, фосфориты, калийные соли, используемые для производства минеральных удобрений. Большую роль в развитии химической промышленности играют борное сырье и сера. В связи с увеличением объема поисковых работ на эти виды сырья, а также проведения оценки перспектив глубоких горизонтов в традиционных горнорудных районах в пределах разведываемых месторождений геохимические методы поисков могут служить эффективным методом в руках геологов-практиков. Названные методы могут оказать существенную помощь при поисках месторождений как выходящих на современную поверхность, так и не обнаженных эрозионным срезом.

В приведенных ниже разделах, посвященных геохимическим методам поисков различных видов полезных ископаемых, эти методы рассмотрены с различной детальностью, что связано с разной степенью изученности соответствующих разновидностей химического сырья.

Апатит относится к группе фосфорнокислых солей кальция. Известны следующие типы месторождений: 1) магматические; 2) карбонатитовые (магматические и метасоматические); 3) пегматитовые; 4) контактово-метасоматические; 5) гидротермальные; 6) вулканогенно-осадочные; 7) метаморфогенные. Наиболее важными в промышленном отношении являются собственно магматические и карбонатитовые месторождения. Первые связаны с щелочными магматическими породами — апатитовыми нефелиновыми сненитами. Выделяются апатит-нефелиновая и апатит-нефелин-редкометалльная формация апатитовых руд.

Большинство исследователей придерживается мнения о магматическом происхождении апатитовых месторождений этой группы.

Апатитовые месторождения в кальцитовых и доломитовых карбонатитах связаны со сложными интрузивными комплексами ультраосновного-щелочного состава. В первый этап происходило внедрение ультраосновной магмы, затем — ультраосновных-щелочных образований, сменяющихся щелочными интрузиями и, наконец, формирование собственно карбонатитов; апатитовая минерализация обычно связывается с ранней и поздней кальцитовыми стадиями. Существуют две крайние точки зрения — о магматическом и метасоматическом (гидротермальном) — происхождении карбонатитов.

Поисковые признаки апатитовых месторождений приведены ниже.

I. Магматогенные месторождения

1. Развитие в районе сложных, многофазных кольцевых интрузий щелочных пород центрального типа, сложенных нефелиновыми сненитами, сненитами, ийолит-уртитам.

2. Проявление в указанных массивах отчетливой дифференциации, обуславливающей образование различных разновидностей пород с широким развитием расслоенности.

3. Повышенная тектоническая нарушенность щелочных пород, развитие зонально-кольцевых разломов, вдоль которых развиты породы ийолит-уртитового комплекса.

II. Карбонатитовые месторождения

1. Развитие в районе эндогенных скоплений кальцита, доломита, ассоциирующих со сложными многофазными интрузивами ультраосновного — щелочного состава, имеющих зонально-кольцевое строение. Наличие в ультраосновных — щелочных породах отчетливой дифференциации.

2. Присутствие локальных зон дробления, широко развитой трещиноватости.

3. Развитие среди ультраосновных пород нефелин-пироксеновых, пироксен-амфиболовых скоплений.

Значительный вклад в разработку минералого-геохимических методов поисков месторождений апатита внесли А. А. Кухаренко, Е. И. Семенов, В. И. Герасимовский, О. Б. Дудкин.

Минералы и элементы-индикаторы. В месторождениях апатита установлен разнообразный и сложный комплекс минералов. В апатитоносных щелочных массивах наблюдаются минералы натрия, железа, титана, циркония, редкоземельных элементов, стронция, а также минеральные фазы, содержащие фосфор, фтор, хлор, серу, литий. К минералам, содержащим титан, относятся: рамзаит, лампрофиллит, мурманит, ломоносвит, лопарит (агпаитовые нефелиновые сиениты), сфен, ильменит, титаномагнетит (миаскитовые разновидности пород). Повышенным содержанием лития характеризуются лепидомелан, биотит, сподиофиллит; ниобия — пироксид, лопарит, мурманит; фосфора — апатит, ломоносвит; циркония — эвдиалит, ловозорит, циркон; тория — ринколит, стенструпит, нордит, апатит, пироксид, лопарит, Ве-чкаловит, тунгунит; фтора — виллит, арфведсонит, флюорит, апатит; хлора, серы — содалит, канкринит; ассоциация Sr—Na — эвдиалит, лампрофиллит, лопарит, беловит, нордит, апатит, флюорит, сфен. Многие редкие элементы (Nb, Ta, Zr, TR) образуют не только самостоятельные фазы, но и изоморфно входят в структуры многих минералов.

В агпаитовых разновидностях нефелинсодержащих пород развиты минералы, в которых Na ассоциирует с Ti и Nb, а сами породы характеризуются повышенными содержаниями редких литофильных и радиоактивных элементов Zr, Be, TR, Li, Hf, Nb, Ta, TR, U, Cl, F, S [9]. В миаскитовых породах отмечаются типоморфные минералы, содержащие Ca в ассоциации с Ti и Nb или фазы, не содержащие Na и Ca. Минеральный состав названных пород отражает геохимические условия образования щелочных пород. Нефелин-сиенитовые интрузии Хибинского массива, имеющие коэффициент агпаитности, равный единице, включают минералы как агпаитовых, так и миаскитовых пород (эвдиалит+сфен+ильменит+apatит) [9].

В тесной ассоциации с апатитом наблюдаются гранат, сфен. Последний характерен для верхней контактовой зоны апатитовых залежей, а также тектонических нарушений.

В составе щелочных массивов установлено более 40 элементов. По степени распространенности и количественному содержанию их можно разделить на четыре группы (рис. 19, 20): а) главные (петрогенные) элементы — Si, Al, Fe, Na, K, Ca, входящие в состав основных породообразующих минералов в виде существенной их составной части и присутствующие в количестве не менее 1%; б) — второстепенные петрогенные элементы (содержание менее 1%) Ti, Mg, P, Zr, F, Cl, S, Sr, Mn, входящие в состав породообразующих минералов, имеющих подчиненное значение и не влияющих на видовую характеристику пород; в) редкие элементы, сред-

нее содержание которых соизмеримо с кларком для литосферы или несколько превышает его, большинство их образуют самостоятельные акцессорные минералы или присутствуют в качестве существенной примеси в составе породообразующих и акцессорных

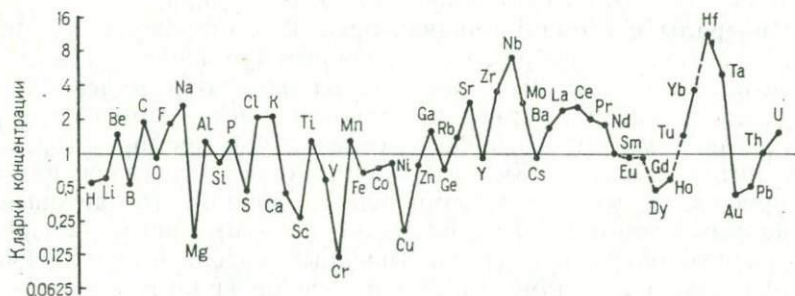


Рис. 19. Относительная распространенность элементов-индикаторов в Хибинском массиве [20]

минералов (Ba, Rb, TR, Nb, Ta, Ga, Th, Be, Li, Zn, Pb, Mo, U, V); г) очень редкие элементы, содержащиеся в количествах меньше кларка; они наблюдаются в виде изоморфных или атомно-дисперсных примесей в различных минералах (Cr, Ni, Cu, Co, Y, Cs, B, Sc, Ge, Zn, Cd, Sn, W, Ag, Au, Hg, Tl, As, Se).

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	I	II	III	IV	V	VI	VII	O		
1	H _{2,3}															He		
2	Li _{1,2}	Be _{1,2}	B _{1,2}									C _{2,3}	N _{1,2}	O _{1,2,3}	F _{1,2,3}	Ne		
3	Na _{1,2,3}	Mg _{1,2}	Al _{1,2,3}									Si _{1,2,3}	P _{1,2}	S _{2,3}	Cl _{2,3}	Ar		
4	K _{1,2,3}	Ca _{1,2,3}	Sc _{1,2}	Ti _{1,2,3}	V _{1,2}	Cr ₁	Mn _{1,2,3}	Fe _{1,2,3}	Co ₁	Ni _{1,2}	Cu ₁	Zn _{1,2}	Ga _{1,2,3}	Ge _{1,2,3}	As ₂	Se _{2,3}	Br _{2,3}	Kr
5	Rb _{1,2}	Sr _{1,2,3}	Y _{1,2,3}	Zr _{1,2,3}	Nb _{1,2,3}	Mo _{1,2,3}	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn _{1,2}	Sb	Te	I	Xe
6	Cs	Ba	TR _{1,2,3}	Hf _{1,2,3}	Ta _{1,2,3}	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl ₁	Pb _{1,2}	Bi	Po	At	Rn
7	Fr	Ra	Ac	Th _{2,3}	Pa	U _{2,3}												

Рис. 20. Геохимическая таблица Хибинского щелочного массива [20].

Распространенность элементов: главные (жирный шрифт), подчиненные (полужирный шрифт) и редкие (светлый шрифт). Основные этапы выделения: 1 — протокристаллизация; 2 — остаточная кристаллизация; 3 — постмагматические процессы. Типоморфные особенности элементов: характерные (черные углы), типичные (штриховка)

Анализ данных рис. 19—20 свидетельствует, что: а) в щелочных породах присутствует необычайно широкий круг различных элементов; б) щелочные массивы характеризуются общим аномальным содержанием фосфора, титана, высокими концентрациями летучих элементов (Cl, F, S, H₂O), радиоактивных редких литофильных элементов (TR, U, Th, Zr, Be, Li, Hf, Nb), позволяю-

щих использовать геохимические методы и радиометрию для поисков апатитовых руд. В наибольшее число соединений входят Na, TR, Nb, Li, Ti, P, S.

Для щелочных пород, вмещающих апатитовые рудные тела, установлены следующие петрогеохимические признаки [10]: а) высокое содержание щелочей ($\text{Na} > \text{K}$), $\text{Na}/\text{K} = 1,28$; б) низкое содержание кальция; в) коэффициент агпаитности 0,99; г) высокое содержание титана и железа ($\text{Fe}^{3+} > \text{Fe}^{2+}$); д) преобладание титана над цирконием, церия над иттрием; е) высокие содержания фтора, хлора и серы; ж) четкие корреляционные связи между фосфором и кальцием.

Апатитовые залежи обычно не выходят за пределы ийолит-уртитов. Последние по особенностям минерального и химического состава (коэффициент агпаитности, содержание летучих) во многом близки апатитовым телам [10]. Ведущее значение в агпаитовых нефелиновых сиенитах имеют Cl (0,16%), фтор (0,14%). Поведению фосфора присуща полярность (антагонизм) по отношению к магнию и калию. Согласно данным корреляционного анализа, наиболее сильной является положительная связь в породах P_2O_5 с MnO, а в свою очередь MnO оказывает значительное воздействие на связи фосфора с SO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO, CaO. Связь фосфора с Mn, Ti, Fe обусловлена ассоциацией апатита с магнетитом, сфеном, ильменитом, амфиболом. Главными минералами карбонатитов являются карбонаты (80—99% объема пород), представленные кальцитами, доломитами, анкеритами и редко сидеритами. Остальные минералы присутствуют в незначительных концентрациях и их можно отнести к группе второстепенных и акцессорных. Разновидностями минералов карбонатитов являются: **с и л и к а т ы**, представленные диопсидом, авгитом, эгирином, рибекитом, арфведсонитом, катафоритом, флогопитом, биотитом, вермикулитом, хлоритом, серпентином, гизекитом, хризотилом, серпофитом, мусковитом, баститом, ортоклазом, альбитом, нефелином, форстеритом, монтичеллитом, хондродитом, сфеном, гранатом, цирконном, циритом, эпидотом, цоизитом, мелилитом, везувианом, лампрофиллитом; **г а л о н д ы** — флюоритом, селланитом; **ф о с ф а т ы** — апатитом, монацитом, флоренситом, изокитом; **с у л ь ф а т ы** — баритом, целестином, окислы — кварцем, бедделейтом, рутилом, анатазом, брукином, торнианитом, гематитом, ильменитом, перовскитом, дизаналитом, пирохлором, гатчеттолитом, самарскитом, колумбитом, циркелитом, титаномagnetитом, магнетитом; **с у л ь ф и д ы** — галенитом, сфалеритом, пирротинном, халькопиритом, пиритом, марказитом, халькозином, молибденитом, тетраэдритом, борнитом, валлериитом; **к а р б о н а т и т ы** — сидеритом, родохрозитом, бастнезитом, паризитом, синхизитом, лантанитом, стронцианитом, сахамалитом, рентгенитом, бурбанкитом, анкилитом, калькинзитом. К числу типоморфных минералов карбонатитов относятся — бариевый пирохлор-пандаит, флогопит, апатит, а также менее распространенные: а) бадделейт ZrO_2 ; б) перовскит-кнопит (Ca, Ce) (Ti, Fe^{3+} , Nb) O_3 ; в) редкоземельные карбонаты. Типоморфными

элементами-примесями карбонатитов являются Ca, F, P, Sr, Ba, TR, Ti, Zr, Nb, Pb, поведение которых определяется сходством их геохимических особенностей с кальцием.

Апатит обычно образуется в раннюю стадию карбонатитового процесса и связан с кальцитовыми и доломитовыми разновидностями. Потенциальная апатитоносность ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов определяется степенью их магматической дифференциации, глубиной эрозионного среза. Для платформенных комплексов, где широко развита апатитовая минерализация, среди щелочных элементов преобладает натрий; в тех карбонатитовых комплексах, где преобладает калий, промышленная апатитовая минерализация обычно отсутствует [46]. Для перспективных на апатит комплексов характерно повышенное содержание F, Cu, Zr, Ta, Ti. Апатитовое оруденение связано с этапом, при котором происходило накопление летучих компонентов. Особенности поведения и распределения фосфора в щелочно-ультраосновных породах и карбонатитах определяются высокими концентрациями этого элемента, а также Ca, F, Cl и щелочей.

Геохимические методы поисков апатитов. Применение геохимических исследований при прогнозе, поисках и изучении месторождений апатита основано на различиях в химическом составе апатитовых руд и вмещающих пород. В процессе гипергенеза рудных тел развиваются литохимические, водные ореолы. Разрушение коренных пород приводит к образованию рыхлых отложений различной мощности, перекрывающих апатитовую минерализацию. В зоне выветривания вокруг апатитовых рудных тел в рыхлых образованиях устанавливаются ореолы фосфора, фтора и других элементов. Имеется ряд примеров успешного применения геохимических исследований при поисках апатита.

Вторичные ореолы рассеяния элементов установлены в рыхлых отложениях на месторождениях апатита, связанных с щелочными породами (аномалии P, F, Sr, Ti, Cl, Na, Zr), карбонатитами (ореолы P, F, Ce, Y, La, Ba, Nb, Ta), основными породами (ореолы P, F, Ba, Sr, Ti и др.), метаморфогенными образованиями (P, Be, V, Pb, Ce).

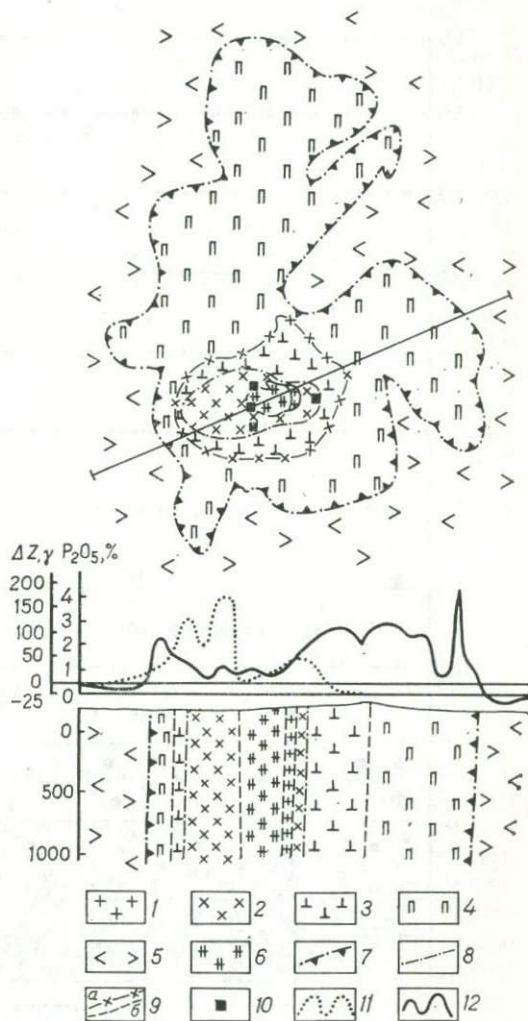
Эффективным методом поисков оказалась фторометрическая съемка, позволяющая выявлять апатитовые тела, локализующиеся в карбонатитах. В условиях плохой обнаженности (развитие торфов) апатит-карбонатные рудные тела, связанные с карбонатитами, оконтуриваются по вторичным ореолам фосфора (рис. 21). Показательно, что в торфах, перекрывающих ультраосновные породы этого же массива, аномалии фосфора не фиксируются [16].

Апатитовое оруденение выявляется вторичными ореолами рассеяния фосфора, содержание которого превышает фоновые (0,6% P_2O_5) в 1,5—4 раза, а также Ce (0,01%), La (0,01%), Y (0,002%), превышающие фоновые концентрации в несколько раз. Смещение ореолов вниз по склону (при крутизне 10—12°) достигает 150 м. В местах мощных наносов (до 6 м) во вторичных ореолах наблюдается уменьшение содержания P_2O_5 и TR. Участки с максималь-

ным содержанием P_2O_5 почти полностью совпадают с ореолами Y , Se , в меньшей степени La [44]. Приведенные примеры свидетельствуют о возможности применения литохимической съемки для поисков апатитового оруденения. Экспериментальными и теоретическими исследованиями доказана возможность применения гидрохимического метода при поисках апатитовой минерализации. Метод основан на изучении изменений химического состава подземных вод под влиянием апатитовых тел и связанных с ними первичных ореолов в окружающих породах. При поисках магматических месторождений апатита используют элементы, распространенность которых в природных водах связана с их легким переходом в раствор и устойчивостью в нем. К последним относятся фтор и ион

Рис. 21. Схема геологического строения и графики распределения фосфора и геофизических аномалий над карбонатным массивом Кольского полуострова [16].

1 — карбонаты; 2 — амфиболовые карбонаты; 3 — апатитсодержащие пироксениты; 4 — перидотиты; 5 — эффузивно-осадочные породы серии Имандра—Варзуга; 6 — уртиты (нефелиновые карбонаты); 7—9 — контакты: 7 — массив, 8 — карбонатитового ядра; 9 — пород (α — установленные, β — предполагаемые); 10 — шурфы, вскрывшие кору выветривания карбонатитов; 11 — содержание P_2O_5 ; 12 — ΔZ



$НРО_4$. Количество $НРО_4$ в водах зоны рудных тел достигает аномальных концентраций (0,5 мг/л), а за пределами апатитовых залежей 0,02 мг/л [38]. Содержание фтора в водах апатитовых месторождений приведено на рис. 22. Максимальные его концентрации присущи водам коренных пород (1,01 мг/л), что связано с обогащением этим элементом апатит-нефелиновых залежей (0,75—2,58%). Локальные контрастные аномалии фтора в водах в боль-

шинстве случаев обусловлены растворением присутствующего в рудных телах виллиомита NaF . Элементами-индикаторами апатитов являются также литий, рубидий, хлор, редкоземельные эле-

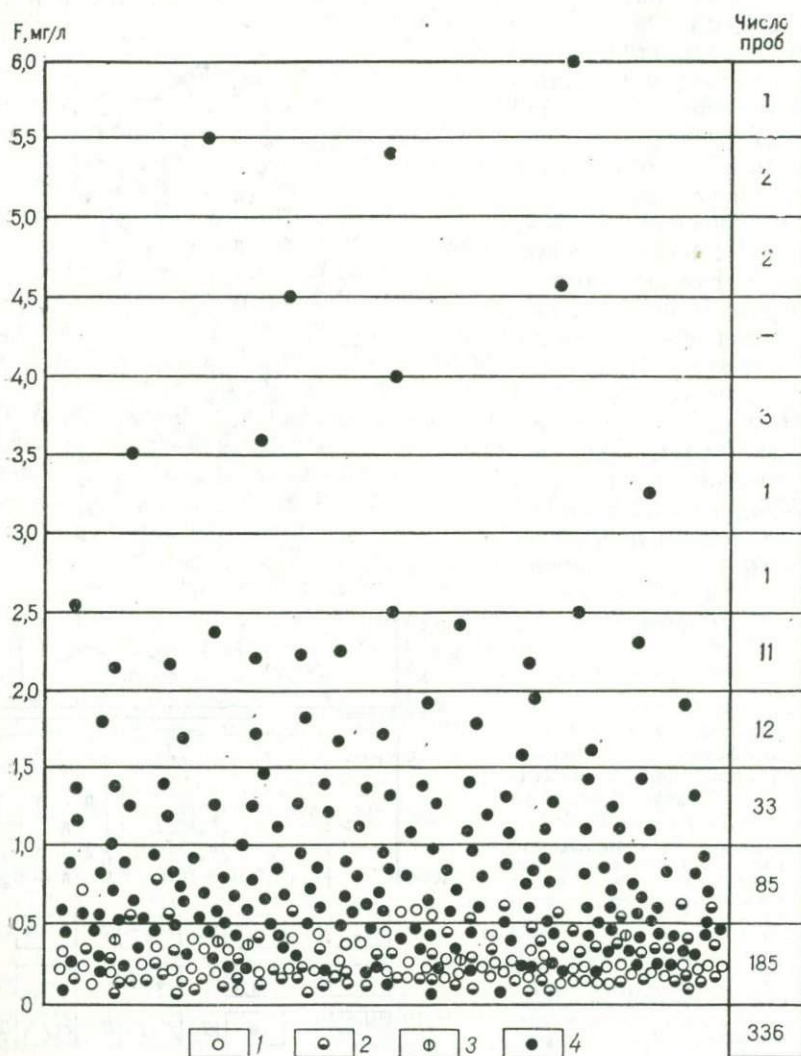


Рис. 22. Содержание фтора в природных водах апатитовых месторождений [38]: 1 — поверхностные воды рек и озер; 2 — воды четвертичных отложений; 3 — воды из водопровода; 4 — трещинные воды кристаллических пород

менты, характеризующиеся высокой миграционной способностью и подвижностью и образующие четкие водные ореолы в полосе развития щелочных пород. Менее подвижными являются натрий и кальций.

Химический состав трещинных вод апатитовых месторождений определяется составом вмещающих пород и слагающих их минералов, из которых в результате воздействия агрессивных растворов выщелачиваются различные элементы. Агрессивность вод определяется присутствием в них фтора, натрия, образующихся при выщелачивании апатита, ломоносовита, виллиомита, нефелина. В зонах развития агпаитовых нефелиновых сиенитов воды в связи с высокой щелочностью водовмещающих пород характеризуются существенно натриевым составом ($\text{Na}-\text{HCO}$ и $\text{Na}-\text{CO}_3$) и обогащенностью фтором. Содержания элементов характеризуются следующим соотношением (в ммоль/л): $\text{Na} > \text{K} \leq \text{Ca} > \text{Mg} > \text{TR}$; $\text{HCO}_3 \leq \text{CO}_3 > \text{SO}_4 \approx \text{Cl} \approx \text{F} > \text{HPO}_4$ [38]. В грунтовых водах Хибинского щелочного массива отмечаются ореолы Be, Zr, Nb, Ti, характеризующиеся неодинаковой миграционной подвижностью ($\text{Ti} > \text{Zr} > \text{Be} > \text{Nb}$). Таким образом, гидрохимическими поисковыми признаками апатитового оруденения является повышенная щелочность подземных вод, а также присутствие в них фосфат-иона, фтора, лития, рубидия.

Апатитовые рудные тела, связанные с основными и ультраосновными породами, выявляются водными ореолами Cu, Zn, Ba. Вблизи апатитовой минерализации содержание элементов в водах составляет (в мг/л): Cu 0,05 (фон 0,01); Zn 0,035 (фон 0,002).

Для нефелиновых сиенитов характерна высокая радиоактивность, обусловленная присутствием урана, радия, тория, калия в тантало-ниобиевых, циркониевых минералах, а также калиевого полевого шпата. Наименее радиоактивными являются породы апатит-нефелиновых рудных тел и ийолит-уртитов; при переходе от богатых руд к бедным радиоактивность их увеличивается. Карбонатиты с апатитом также характеризуются повышенной радиоактивностью, обусловленной присутствием пирохлора, монацита, отчасти циркона, бадделента, перовскита, сфена, ксенотима. Менее радиоактивны ультраосновные породы. Высокая радиоактивность апатитовых месторождений используется для их выявления радиометрическими методами. Результаты применения аэрогаммаспектрометрического метода при поисках апатитоносных карбонатитов приведены на рис. 23. На низком радиоактивном уровне, характерном для вмещающих пород (пироксениты, ийолит-мельтейгиты), выявляется несколько аномалий урана и тория, совпадающих с зонами развития карбонатитов с апатитовой и редкометальной минерализацией.

На стадии разведочных работ геохимические методы можно применять для выявления и оконтуривания апатитовых рудных тел, а также прогнозирования перспектив рудоносности на глубину. При этом используется тесная корреляция между апатитом и нефелином. Близкая функциональная зависимость между содержаниями P_2O_5 , F, TR, связанная с входением этих элементов в состав апатита, может использоваться для установления выходов апатитовых тел при помощи фторометрической съемки. Породы изучают также активационными методами (интегральный

и спектрометрический варианты нейтронно-активационного каротажа, чувствительность 1,5% P_2O_5 , погрешность до 6%), позволяющими оконтуривать апатитоносные образования, производить количественную оценку содержаний в них фосфора, устанавливать качество апатит-нефелиновых тел, а также уточнять границы между балансовыми и забалансовыми рудами. Спектрометрический

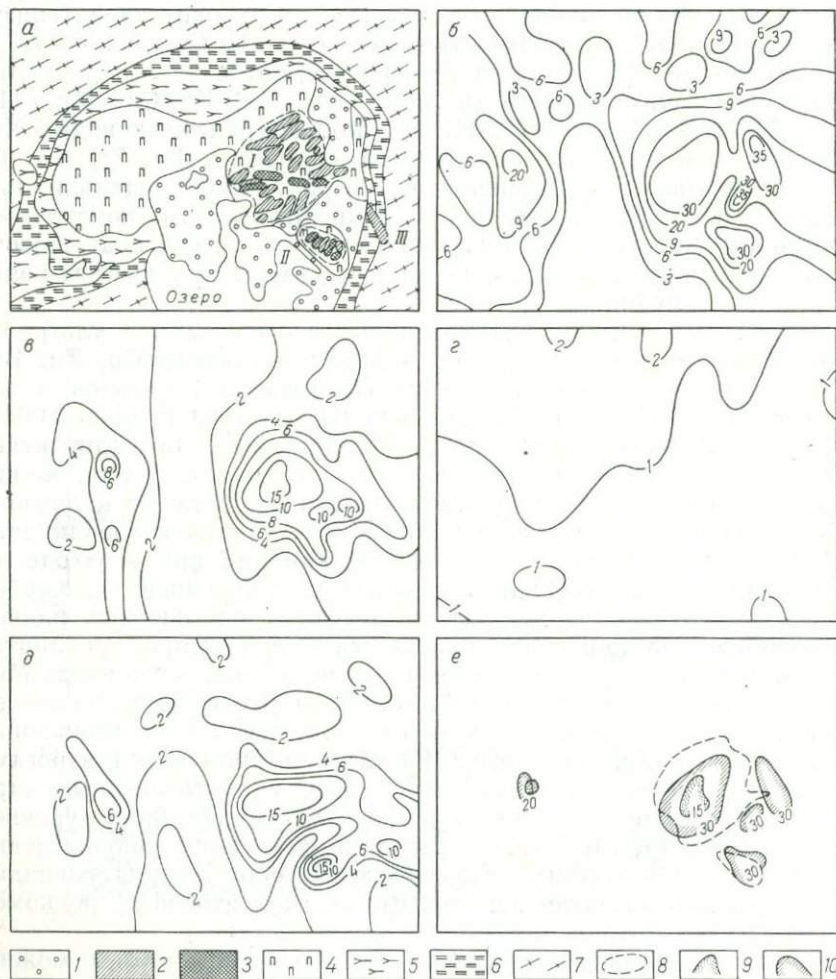


Рис. 23. Характер регистрации карбонатитового редкометалльного месторождения [1].

Карты: а — геологическая; б — содержания тория, 10⁻⁴%. в — содержания урана, 10⁻⁴%; г — содержания калия, %; д — гамма-поля, 15¹⁵ А/кг; е — интерпретационная.
1 — четвертичные отложения; 2 — карбонатиты; 3 — апатит-форстерит-магнетитовые породы; 4 — пироксениты; 5 — ийолиты и мельтейгиты; 6 — фенитизированные гнейсы; 7 — гранито-гнейсы; 8 — контуры месторождения. Участки с максимальным содержанием, 10⁻⁴%; 9 — урана; 10 — тория

активационный каротаж на фтор обеспечивает анализ пород и руд дистанционным путем непосредственно в скважинах, что особенно важно при плохом выходе керна. Рассматриваемый метод характеризуется высокой производительностью, экспрессностью.

Установлено, что в массивах нефелиновых сиенитов с увеличением содержания апатита и параметров залежей наблюдается уменьшение содержания изоморфных примесей. В апатит-сфен-нефелиновых образованиях отмечается невыдержанный состав апатита: при развитии в апатит-нефелиновом теле прослоя с призматическим сфеном содержание примесей в апатите возрастает и дисперсии концентрации наблюдаются у этого прослоя [10]. Из этого следует, что резко неравномерное содержание примесей по разрезу может указывать на эпицентры апатитовых тел. Проявление сфеновой минерализации в щелочных породах является поисковым признаком апатитовой минерализации, находящейся на глубине.

Содержание элементов-примесей в вертикальном ряду нефелиновых сиенитов и апатитовых руд изменяется закономерно. Выделяются две группы элементов-примесей: а) с положительным геохимическим градиентом, содержание которого в вертикальном направлении увеличивается снизу вверх — Hg, Sr, Ba, TR, F, Cl, CO₂, Ga (содержание фосфора увеличивается в поздних членах серии, обогащенных нефелином параллельно с его накоплением); б) с отрицательным градиентом, содержание которого уменьшается в этом направлении — В, Na, элементы группы железа (Cu, Ni, Co, V).

Чутким элементом-индикатором надрудных зон является ртуть, формы ее нахождения в апатитах. Нами установлено, что для надрудных зон в апатитах устанавливается широкий термоспектр возгонки ртути, наличие в них до 3—4 форм (самородной 120°С, хлоридной 220—240°С, сульфидной 270—320°С и изоморфной 420°С). В нижнерудных апатитовых телах устанавливаются две формы — сульфидная (280—300°С) и изоморфная (420°С).

Для месторождений, связанных с карбонатами, также устанавливается вертикальная зональность, обусловленная закономерным развитием этапов магматических и метасоматических процессов во времени и пространстве. Смена различных типов месторождений в вертикальном разрезе ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов приведена на рис. 24. Промышленные скопления различных типов минерализации занимают определенное положение в вертикальном разрезе. Наиболее перспективные на апатит интрузивы средних глубин, характеризующиеся сложным строением и большим петрографическим разнообразием. Тела, обогащенные апатитом, характеризуются значительной протяженностью на глубину. Показательно, что в ряде случаев с глубиной наблюдается смена карбонатитов апатитовыми рудами. Минеральная зональность карбонатитов проявляется в увеличении в них содержания флогопита, амфиболов, магнетита и апатита с глубиной. В верхних горизонтах типично развитие барита, флюо-

рита, минералов редких земель. Апатит образует промышленные скопления в значительном диапазоне вертикального разреза, несколько смещенном на глубину относительно пироклоровых карбонатитов, которые в глубоко эродированных массивах как промышленные руды не проявлены (Ковдор, СССР, Палабора, ЮАР).

Геохимическая зональность отражает минералогическую и тесно с ней связана. Сверху вниз в карбонатитах увеличивается количество меди, никеля, ванадия, цинка, противоположная тенденция характерна для бария, стронция, ртути, фтора, хлора. В США, Уганде известны месторождения, в которых на глубине обнаружены карбонатиты с апатитом, характеризующимся повышенными концентрациями меди. Отмечается также направленное изменение состава TR в апатите — преобладание средних TR в ранних (глубинных) высокотемпературных генерациях минерала, легких и тяжелых лантаноидов — в приповерхностных апатитах. В магнетитах из карбонатитов в приповерхностных условиях отмечаются высокие концентрации магния и низкие — титана и марганца. Этому способствуют

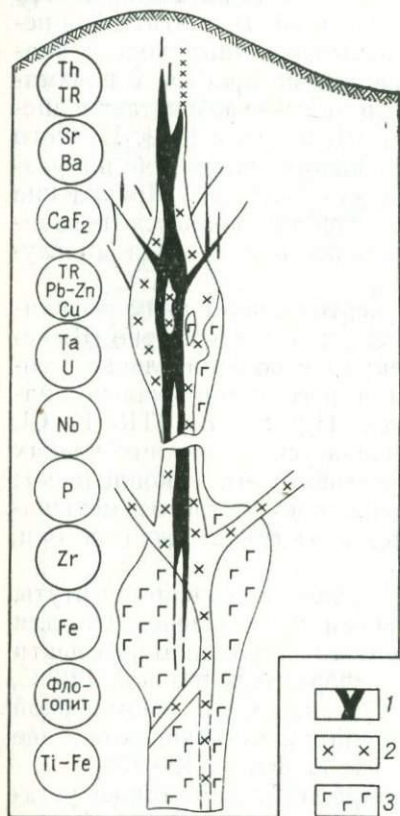


Рис. 24. Схема вертикальной зональности состава, строения и распределения оруденения в массивах ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов [46]:

1 — карбонатиты; 2 — ультраосновные — щелочные породы; 3 — ультрабазиты

снижение температуры, рост активности кислорода, приводящий к дефициту Fe^{2+} в минералообразующей системе.

Критериями наличия на глубине апатитовой минерализации являются преимущественно карбонатно-магнезиальный состав карбонатитов (кальцитовые, доломитовые), высокие содержания во вмещающих породах фтора, хлора, ртути, редкоземельных элементов, обнаружение апатитов, обогащенных легкими и тяжелыми лантаноидами, присутствие магнетитов, обогащенных магнием и обедненных титаном и марганцем. Вертикальная зональность на апатитовых месторождениях обуславливает применение ее для определения уровня эрозионного среза аномалий и оценки перспектив рудных тел на глубину.

Опытнo-методические работы показали, что при помощи геофизических методов (магниторазведка, высокоточная гравиметровая съемка) можно прослеживать фланги известных апатитовых тел и осуществлять поиски новых рудных тел, залегающих на глубине. Апатитовые и сфен-apatитовые рудные тела характеризуются положительными аномалиями силы тяжести на фоне довольно спокойного магнитного поля; щелочные образования и карбонатиты по сравнению с ультраосновными породами характеризуются пониженной плотностью и магнитной восприимчивостью. Апатитовые руды, связанные с карбонатитами, в некоторых случаях характеризуются повышенной радиоактивностью.

Методика работ. При проведении общих поисков в масштабах 1 : 200 000 и 1 : 50 000 выявляются и оконтуриваются интрузии нефелиновых сиенитов и карбонатитов. Дается их общая оценка на апатитоносность. Основным методом поисков месторождения апатита является комплексная крупномасштабная аэромагнитная и аэрогаммаспектрометрическая съемка. Для высококачественного проведения аэрогаммаспектрометрических съемок используют эталонные объекты (модели) и совершенствуют методы навигационной привязки. При производстве работ методами радиометрии необходима их тесная увязка с магниторазведкой. После анализа и обогащения результатов аэрогеофизических работ проводится наземная проверка наиболее перспективных участков с использованием литогеохимической съемки по вторичным ореолам и потокам рассеяния. Первые проводят на аномальных участках, выделенных по потокам, или перспективных площадях, определенных по совокупности геологических и геофизических данных. Поиски по потокам рассеяния могут осуществляться различными методами — шлихо-геохимическим, лито- и гидрохимическим. Применение шлихо-геохимического метода целесообразно при поисках апатитового оруденения, предположительно связанного с карбонатитами, где диагностика минералов часто затруднена. Спектральный анализ шлихов дает дополнительную ценную информацию, когда обычные методы, характеризующиеся невысокой чувствительностью, не позволяют фиксировать аномалии Ta, Nb, редкоземельных элементов. Эти методы целесообразно использовать при шлиховом опробовании речных долин. При этом из общего шлиха отбирают навеску на спектральный и специальные анализы; каждую вторую пробу анализируют в минералогической лаборатории для определения апатита и минералов-спутников. И только в пределах аномальных зон детально изучают все шлиховые пробы. Получают дополнительную информацию о генетическом типе предполагаемых месторождений, сокращают время на проведение анализа, и достигают экономического эффекта путем сокращения минералогических анализов. Шлиховое опробование, отличаясь высокой чувствительностью, позволяет обнаруживать единичные зерна минералов, содержащиеся в исходной пробе.

Сеть опробования при поисках по потокам рассеяния характеризуется расстояниями между опробуемыми реками и интервалами между точками опробования проб по реке, определяемыми детальностью поисковых работ. Плотность опробования 4—5 пункта на 1 км с интервалом между пробами 100 м соответствует масштабу 1 : 50 000 [14]. При поисках апатитовой минерализации связанных с карбонатитами лучшие результаты дает опробование крупных фракций (0,5—1 или 1—3 мм). При геохимических исследованиях опробуют донные осадки в руслах рек и вблизи них. Рекомендуются раздельно отбирать мхи и дерн с речных склонов. Донные осадки при помощи сит фракционируют.

Наиболее надежные результаты получают при комбинировании всех видов проб, поскольку они концентрируют различные элементы.

Основным объектом изучения при гидрохимических поисках является грунтовые и открытые воды. Необходимо опробовать мелкие ручьи, питание которых происходит в основном за счет подземных вод, и источники, приуроченные к выходам щелочных пород и карбонатитов. В районах развития мощных рыхлых образований, моренных отложений и каменных осыпей отбор проб воды из подземных источников обязателен. Сеть отбора при гидрохимических поисках определяется протяженностью мелких ручьев и рек, а также наличием подземных источников. Обычно при поисках в масштабе 1 : 200 000 отбирают одну пробу на 5 км², а при съемке 1 : 50 000 — одну пробу на 0,5 км². При отборе проб необходимо учитывать изменение концентраций элементов в водах (не рекомендуется отбирать пробы в периоды паводков, дождей). Опробованием трещинных вод, вскрываемых буровыми скважинами, можно выявлять не выходящие на поверхность апатитовые залежи. При изучении интрузивных массивов структурными скважинами могут фиксироваться воды глубокой циркуляции, которые также необходимо опробовать. Аномальные концентрации элементов-индикаторов в таких водах указывают на наличие скрытой на глубине, но не подсеченной скважинами апатитовой минерализации. При интерпретации данных шлихового опробования выделяются локальные участки, на которых проводят более детальные работы. На минералого-геохимических картах показывают изоконцентрации элементов-индикаторов в водах, рыхлых отложениях, а также степень концентрации в речных долинах апатита, циркона, пирохлора, бадделита, циркелита, перовскита, барита, пирита, колумбита, рутила, анатаза, брукита, монацита.

Ведущим геохимическим методом при поисках апатитовых месторождений является литохимический по вторичным ореолам, позволяющий выделять перспективные площади. Основной областью применения этого метода являются специализированные детальные поисковые работы в масштабах 1 : 50 000—1 : 10 000.

Условия применения и методика литохимических поисков на тех или иных площадях определяются характером вторичных ореолов, которые делятся на открытые, погребенные или резко ос-

лабленные у дневной поверхности. В случае развития открытых вторичных ореолов надежна литохимическая съемка с отбором проб массой 50—100 г с глубины 0,2—0,5 м. Неравномерность глубины опробования обуславливается изменением мощности рыхлых образований, перекрывающих коренные породы. При наличии закрытых и полужакрытых ореолов пробы отбирают из нижнего представительного слоя рыхлых отложений в специально пройденных буровых скважинах.

Поисковые маршруты (масштаб 1:50 000 и 1:10 000) ориентируют таким образом, чтобы пересечь геохимические аномалии по взаимно перпендикулярным направлениям. Производят инструментальную разбивку прямоугольной поисковой сети. В условиях горного рельефа поисковые линии совпадают с горизонталями рельефа местности, так как ореолы рассеяния обычно вытянуты вниз по склону и в меньшей степени зависят от формы рудных тел. Коренные выходы горных пород, руд, их элювиально-делювиальные развалы подвергают в полевой обстановке качественному анализу на фосфор. При выявлении аномалий в породах из них отбирают штучные пробы массой до 5 кг, измельчают их, а затем обогащают и проводят минералогический анализ.

В условиях закрытых ореолов сочетают геохимические и геофизические методы исследования. Применяют магниторазведку, аэрогаммаспектроскопию, позволяющие при сравнительно небольших затратах оценивать значительные площади. С помощью наземной магнитометрической съемки уточняют границы скрытых под наносами частей массивов по резко пониженным значениям $\Delta\gamma$ вмещающих пород, а также выделяют зоны развития карбонатитов, содержащие высокие концентрации магнетита. Сочетание геохимических и геофизических исследований позволяет более уверенно обнаружить щелочные породы, карбонатиты, а также апатитовые рудные тела, вскрываемые горными выработками. Однако гамма-методы менее успешны при увеличении глубины залегания месторождений. При залегании рудных тел на большой глубине, но в пределах зоны активного стока подземных вод элементы-индикаторы апатитового оруденения выносятся. В этих случаях можно применять гидрохимический метод поисков. На площадях с преимущественным развитием хлор-apatитовой минерализации, когда литохимическая съемка менее эффективна, применяют термолюминесцентный метод опробования рыхлых отложений, а в зонах выветривания карбонатитов — катодолуминесценцию. При этом минеральный состав карбонатитов изучают в полевых условиях. В горном рельефе и на площадях с широким развитием водно-ледниковых отложений рекомендуется применять валунно-ледниковый метод в сочетании со шлиховым опробованием.

Люминесцентный анализ тяжелых фракций по сигналам люминесценции позволяет регистрировать присутствие и количество апатита. Проявление сфеновой минерализации в полосе развития

ийолит-уртитов является индикатором апатитового оруденения, скрытого на глубине.

При поисках апатитового оруденения, связанного с карбонатами, чрезвычайно важны минералогические методы. В условиях плохой обнаженности присутствие в рыхлых образованиях (в аллювии речных долин) апатита, пирохлора, циркона, бадделента, колумбита, торита, перовскита, барита, циркелита, бастнезита, шорломита может указывать на наличие карбонатитовых тел. Механические ореолы измеряются сотнями метров, реже первыми километрами. При вскрытии карбонатитов в коренном залегании следует учитывать, что на апатит перспективны кальцитовые и доломитовые их разновидности, вдоль которых проявляются магнитные аномалии, обусловленные присутствием апатит-магнетитовых руд. В условиях развития кор выветривания применяется комбинированное изучение пород и рыхлых отложений вдоль радиальных профилей. Проводят геохимические исследования почв, которые при переотложении фосфатов обогащаются Р, Nb, Та.

При поисках апатитовых руд учитывают особенности кор выветривания и их зависимость от характера субстрата: каолиновый тип развивается по нефелиновым сиенитам, а нонтронит-монтморилонитовый — по меланократовым карбонатитам. Если апатитовые брекчиевые руды развиты в корах выветривания и имеют горизонтальное и неглубокое залегание, необходимо широко использовать литолого-минералогические критерии. Благоприятным поисковым признаком является развитие линейных кор выветривания с наличием лимонита, хлорита, гипса, кальцита, турмалина, а также повышенных концентраций циркония, фтора, фосфора. При оценке продуктов химического выветривания карбонатитов следует обращать внимание на характерный светлый до темно-серого, иногда коричневый цвет песчаных пород коры выветривания. В состав песчаного материала входят белые кристаллы апатита в ассоциации с гётитом, сидеритом, магнетитом, крадаллитом, пиритом, вермикулитом, хлоритом.

В охристых лимонитовых породах, развивающихся в виде коры выветривания на апатитовых карбонатитах, фиксируются тонкодисперсные выделения бариевого пирохлора-панденита, апатит, магнетит, мартит, гётит, а карбонаты, сульфиды и неустойчивые силикаты отсутствуют. В связи с трудностями определения минералов карбонатитовых комплексов при оценке перспектив определенных районов можно применять шлихо-минералогические методы. При изучении рыхлых отложений целесообразно устранить тонкодисперсный гётит, который развивается по минералам, обработкой проб горячей соляной кислотой и последующей промывкой их сначала горячей каустической содой, затем водой. В связи с тем что при этом процессе растворяются апатит и магнетит, а сохраняются ниобиевые, циркониевые, титановые минералы и монацит, рекомендуется проводить спектральный анализ растворенной части пород (шлама). Для обнаружения оставшихся минералов целесообразно проводить высокочастотную ультразвуковую

очистку. Для диагностики и количественной оценки выделенных чистых фракций используют магнитную сепарацию и тяжелые жидкости. Минералогическое и химическое изучение рыхлых образований указывает на то, какие минералы и элементы концентрируются в карбонатитах. Это позволяет выделить конкретные участки и зоны, перспективные для постановки детальных поисковых работ на апатит.

При изучении состава и типоморфных особенностей второстепенных минералов развала карбонатитов наряду с приготовлением из них искусственных шлихов путем дробления и промывки

Таблица 7

Содержание щелочей в формационных группах нефелиновых сиенитов [3]

Формация	Число проб	Na ₂ O	K ₂ O
Щелочно-ультраосновные породы и карбонатиты	14	1,64	0,56
Щелочные и нефелиновые сиениты, габброиды	21	1,71	0,50
Калиевые габброиды, щелочные и фельдшпатоидные сиениты	9	0,61	0,17
Миаскитовые щелочные нефелиновые сиениты с карбонатитами	9	1,47	0,29
Граносиениты, щелочные и нефелиновые сиениты	18	1,46	0,36
Калиевые фельдшпатоидные и щелочные сиениты и монцониты	13	0,41	0,21

можно проводить анализ нерастворимой в кислоте фракции или осуществлять обжиг мелких кусков пород при 950°С с последующим гашением их водой. При всех этих способах большая часть второстепенных минералов не изменяется.

Поиски карбонатитов могут проводиться при помощи наземной и воздушной радиометрической съемки в связи с тем, что в них присутствуют минералы, обладающие сильными радиоактивными свойствами (пирохлор, монацит). При оценке перспективности на апатитовое оруденение щелочных интрузий, щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов используют: а) петрогеохимические критерии; б) первичные эндогенные ореолы. В первом случае определяют геохимические коэффициенты, учитывающие содержание в породах щелочных элементов. Перспективными на апатитовое оруденение являются интрузивные комплексы, в которых преобладает натрий. Для типизации нефелиновых сиенитов и количественной оценки содержания калия и натрия используют значение $N = Na_2O / (Al_2O_3 + Fe_2O_3) - (K_2O + CaO)$ и $K = K_2O / (Al_2O_3 + Fe_2O_3) - (Na_2O + CaO)$. Более перспективными на апатит являются массивы, где $N > K$.

Для обоснованной отбраковки интрузивных массивов, перспективных на апатит, используется также значение F/Ca, отражающее меру активностей фтора и кальция (табл. 8).

В наиболее перспективных на апатит массивах величина F/Ca колеблется в пределах от 2 до 5. В связи с тем что коэффициент $(K+Na)/Al > 1$ не всегда точно предсказывает проявление апатитовых ассоциаций, предлагается использовать коэффициент $(Na) = Na/(Al-K) = Na/\Delta Al$, указывающий на степень избытка или недостатка в породе не суммы щелочных элементов по отношению к алюминию, а только натрия после связывания Al с K в отношении 1:1. При этом апатитовыми считаются породы, если ве-

Таблица 8

Отношение фтора к кальцию и алюминия к натрию и калию в нефелиновых сиенитах различных интрузивных массивов

Массив	Рудоносность	F/Ca	Al/(K+Na)
Хибинский	Крупные объекты	2	0,99
Лангезундский	Мелкие проявления	1	Не определялось
Ильменский	" "	0,1	0,68
Сыннырский	" "	0,1	0,70
Ловозерский	" "	5	1,40
Илимауссакский	Оруденение не характерно	10	1,39

личина $Na/\Delta Al$ равна 0,55 и больше, а миаскитовыми — если меньше этой величины. С ростом коэффициента апатитности в нефелиновых сиенитах повышается содержание Na по отношению к K (от 0,3 в калиевых разновидностях до 4,0 в апатитовых нефелиновых сиенитах).

Критерием оценки апатитоносности пород являются результаты корреляционной связи P_2O_5 с другими породообразующими окислами. Для перспективных зон устанавливается положительная корреляционная связь между P_2O_5 и Al_2O_3 , Na_2O , CaO , TiO_2 и отрицательная — между P_2O_5 и MgO , K_2O . В щелочных сиенитах количество апатита увеличивается одновременно с накоплением авгита, щелочных роговых обманок, что проявляется в положительной связи P_2O_5 с CaO .

При поисково-оценочных (масштабы 1:10 000 и 1:2000) и разведочных работах изучают первичные ореолы элементов-индикаторов и определяют показатели зональности, а также прогнозируют оруденение на глубину.

В процессе работ в масштабе 1:10 000 пробы отбирают из магистральных канав шурфов и буровых скважин.

Пробы из коренных пород отбирают методом пунктирной борозды. Из интервала опробования (от 2 до 5 м) через равные интервалы отбирают 6—7 сколков пород, которые объединяются в одну пробу массой 150—200 г.

Отобранные и занумерованные пробы измельчают до 0,1 мм и делят на две части. Одну часть дополнительно истирают до состояния пудры и отправляют на анализ, другую оставляют в качестве дубликата. В пробах определяют F, P, Ba, Sr, K, Na, Li, Y, Yb. Геохимические аномалии оконтуривают по величинам минимально-аномальных содержаний элементов-индикаторов, рассчитанных для каждой разности пород, типичных для района исследований.

При буровых работах высокие концентрации апатита можно ожидать в пробах, где наблюдается увеличение TiO_2 , FeO и MnO и понижение SiO_2 . Нейтронно-активационный метод позволяет определять в породах фосфор в интервалах бескернового бурения, рационально выбирать и сокращать интервалы опробования, а также разрезать сеть буровых скважин на стадии предварительной разведки.

Этапы и последовательность проведения геохимических работ.

Поисковые и разведочные работы на апатит, как и на других типах гипогенной минерализации, проводятся в три этапа: 1) геологическая съемка и прогнозирование в масштабе 1:200 000; 2) геохимические поиски в масштабе 1:50 000—1:25 000; 3) проведение детальных геохимических исследований.

На первом этапе осуществляют шлиховое опробование и геохимическую съемку по аллювиальным потокам рассеяния. В минералогической лаборатории анализируют каждую вторую шлиховую пробу. В пределах аномальных участков проводят гидрохимическую съемку, в водах определяют P, F, Zr, Cu, Mg. Аллювиальные образования анализируют на P, F и широкий круг элементов спектральным методом. Проводят анализ данных аэрогаммосъемок. Выделяют территории для поисков отдельных рудоносных зон.

На втором этапе на основе геологического картирования в масштабе 1:50 000—1:25 000 в комплексе с литохимической съемкой выделяют площади под поиски. Проводят шлиховое опробование, отбор донных осадков вдоль дренажных потоков, площадную металлометрическую съемку, а также корректировку дальнейших работ.

Прогнозирование на этой стадии опирается на материалы структурного, петрографического картирования интрузивов и геофизического и геохимического изучения массивов.

Целью третьего этапа является установление локализации рудного источника, его вскрытие и оценка. Составляют специализированные минералого-геохимические карты в масштабах 1:10 000, 1:5000, иногда 1:2000, на которых показывают геохимические ореолы (P, F, Sr, Cl, Nb) и геофизические аномалии (магнитные и радиоактивные), а также степень концентрации в шлихах апатита, пирохлора, циркона, барита, монацита. Перспективные аномалии вскрывают после проведения детальных поисков. При закладке скважин и горных выработок необходимо учитывать возможное смещение эпицентров ореолов от рудных тел.

Фосфорит

Фосфорит ($P_2O_5 > 6\%$) — осадочная порода, состоящая из фосфатного вещества (главным образом апатита) и других минералов. Известны экзогенные и метаморфогенные месторождения. Первые подразделяются на морские и континентальные. Среди морских фосфоритов выделяются геосинклинальные, платформенные, а также краевых прогибов. Первые образуют мощные толщи фосфатизированных пород и продуктивных фосфоритовых пластов. Месторождения платформенного типа, обычно имеющие широкое пространственное распространение, характеризуются горизонтальным залеганием продуктивных толщ и имеют мощность 1—1,5 м. Наоборот, геосинклинальные фосфориты отличаются сложным залеганием пластов (мощность до 80 м), нередко дислоцированных. Континентальные фосфориты, приуроченные главным образом к корам выветривания фосфоритоносных пород, делятся на остаточные и инфильтрационные. Остаточные месторождения образуются в результате химического выветривания слабофосфатизированных карбонатных пород. Фосфориты выполняют впадины и карстовые полости в карбонатных породах; образуют залежи неправильной формы. Инфильтрационные месторождения возникают в континентальных условиях в нижних горизонтах коры выветривания за счет фосфатов, выщелоченных из различных фосфатизированных пород в верхних горизонтах. Выщелачивание вызывается поверхностными водами, обогащенными углекислотой. Фосфориты этого типа обладают высоким качеством, но отличаются невыдержанными залежами.

Как морские, так и континентальные экзогенные фосфориты подразделяются на хемогенные, органиогенные, вторичные или переотложенные. Кроме того известны также месторождения метаморфизованных фосфоритов, представляющих собой породы, превратившие метаморфические изменения и превращение фосфата в апатит. Фосфориты могут образовываться: химическим, биохимическим путем и в результате замещения карбонатов фосфатными растворами. Наиболее значительные залежи фосфоритов образуются третьим путем. Поисковыми признаками месторождений фосфоритов являются:

- 1) наличие морских осадков, представленных кремнисто-карбонатными, известково-доломитовыми образованиями, осадочных толщ, содержащих органические остатки, кремни, водорослевые карбонатные породы и горизонты углекислого-кремнистых сланцев;
- 2) зоны сочленения различных формаций, автономно фосфатных образований и литологических неоднородных пластов;
- 3) наличие фосфоритных образований конкреций, марганцевых руд, кор выветривания фосфоритоносных пород, скоплений фосфатных раковин, костяных брекчий, скелетов рыб.

Фосфориты состоят из фосфатного вещества (главная составная часть породы) и разнообразных минералов, ассоциирующих с разновидностями апатитов: доломит, глауконит, халцедон, глини-

стые минералы, кварц, лимонит, опал, цеолит, кальцит, полевые шпаты; в незначительном количестве присутствуют: ильменит, лейкоксен, циркон, рутил, турмалин, гранат, дистен, эпидот, пироксен, сфалерит, сфен, амфибол, биотит. Фосфатное вещество представлено фторапатитом, фторкарбонатапатитом, карбонатапатитом, гидроксилатапатитом, хлорапатитом. Скрытокристаллический и тонкозернистый характер этих образований, переплетения фосфатного вещества с другими минералами, сложность диагностики минеральных фаз затрудняют изучение состава фосфоритов, выявление рудных тел и их оценку.

Предпосылки применения геохимических методов при поисках фосфоритов. В фосфоритах установлены прямые индикаторы — элементы, входящие в состав фосфатов и в наиболее распространенные минеральные фазы — P, V, Sr, F, U, и косвенные химические элементы — As, Pb, Zn, Be, Zr, B, Mo, Ba, Ag, Sb. Положительная корреляционная связь устанавливается между фосфором и фтором, что объясняется вхождением их в состав фторапатита. Величина F/P₂O₅ в фосфоритах колеблется от 0,05 до 0,17, а содержание ванадия — от 30 до 1000 г/т [15]. В большинстве месторождений содержание ванадия колеблется в пределах 50—90 г/т. В фосфоритоносных образованиях отмечается полярность (антагонизм) в поведении ванадия и фосфора. Бедные руды характеризуются более высокими концентрациями ванадия. Обогащены ванадием некоторые породы, ассоциирующие с фосфатными рудами. К ним относятся углисто-кремнистые и углисто-глинистые сланцы, горючие сланцы, осадочные формации, обогащенные органическим веществом (до 2% V₂O₅), которые по простиранию переходят в фосфориты.

Между содержанием стронция и фосфора наблюдается положительная корреляционная связь. Фосфориты обычно обогащены редкоземельными элементами; концентрации последних превышают средние содержания в осадочных породах в 2—6 раз [15]. Резкой разницы в содержаниях суммы редких земель в фосфоритах обычно нет; эта величина колеблется в пределах от 0,03 до 0,13% при среднем содержании 0,08% и максимальном 0,5%.

В качестве важного элемента-индикатора фосфоритов выступает марганец (от 30 до 960 г/т) [15]. Осадочные образования, содержащие повышенные количества марганца, а также редкоземельных элементов, перспективны на обнаружение в них фосфора. В фосфоритах устанавливается тесная корреляция мышьяка с серебром. В ряде случаев оба элемента накапливались в породах, синхронно образованных с фосфатами, но имеющих большее пространственное распространение. Содержание серебра в фосфоритовых рудах колеблется от 0,1 до 2 ($n \cdot 10^{-4}\%$) [15]. К элементам, которые содержатся в фосфоритах в количествах, превышающих кларковые содержания, в осадочных образованиях относятся: Pb, В, Сг, а ниже кларковых — Ni, Со, Сu, Zn.

Радиоактивность фосфоритов является важнейшим геохимическим фактором, позволяющим применять радиометрию для их

поисков. Содержание урана в фосфоритах колеблется в широких пределах (экв. %): в Марокко 0,006—0,03; США 0,001—0,15; Великобритания до 0,108; Египте 0,0007—0,05; в конкреционных разновидностях Польши 0,2; в остаточно-инфильтрационных корках выветривания Сенегала 0,01—0,3; в желваковых рудах ФРГ 0,1—0,23; в конкрециях прибрежных районов Океании, Африки, Калифорнии 0,0006—0,5 [15]. Содержания тория в фосфоритах обычно не превышает $(5-10) \cdot 10^{-4}\%$, что отличает их от апатитовых рудных тел гидротермального класса.

В фосфоритах обычно отмечается четкая корреляционная зависимость между содержанием фосфора и урана. Эта закономерность присуща морским фосфоритам карбонатного и кремнистого состава (коэффициент корреляции 0,94—0,68). Для вторичных остаточных инфильтрационных и перетолженных руд прямая зависимость между P_2O_5 и V нарушается. Поэтому наиболее богатые фосфором горизонты не всегда являются и наиболее радиоактивными. Применение литогеохимической съемки при поисках фосфоритов, ориентирующейся на выявление вторичных ореолов рассеяния, основано на том, что содержание фосфора в элювиально-делювиальных образованиях над осадочными породами составляет обычно сотые доли процента, а над фосфоритовыми залежами оно резко повышено и достигает нескольких процентов. Литогеохимические методы поисков по вторичным ореолам рассеяния наиболее эффективны в районах, характеризующихся слабой обнаженностью. В этих условиях поиски по ореолам рассеяния характеризуются значительной информативностью, о чем свидетельствуют опытно-методические и производственные работы.

1. На площадях развития фосфатоносных образований в одном из регионов проводилась геохимическая съемка по сетке 100×20 ; вторичные ореолы фосфора (0,3—10%) оконтурили фосфоритоносные горизонты. Карстовые фосфориты образовали изометричные по форме ореолы с содержанием фосфора 0,3—1%.

2. Фосфориты, локализующиеся в карбонатных породах и перекрытые элювиально-делювиальными образованиями мощностью до 5 м, четко фиксируются вторичными ореолами $P_2O_5 > 2,5\%$ (фоновые содержания 0,7%) [26]. Количественные содержания фосфора в делювиальных образованиях находятся в прямой зависимости от концентрации этого элемента в коренных породах.

3. Породы фосфоритоносной вулканогенно-кремнисто-карбонатной формации содержат до 2,8% P_2O_5 . В пробах, отобранных с глубины 0,3—0,5 м из делювиальных наносов мощностью 8—30 м, фиксируются содержания P_2O_5 от 0,5 до 0,7%; на сглаженных водораздельных площадях, где мощность суглинков колеблется от 30 до 75 м, содержание P_2O_5 обычно не превышает 0,3% [26].

4. В условиях геохимических ландшафтов тропиков пластовые тела фосфоритов, приуроченные к осадочным отложениям и перекрытые рыхлыми образованиями мощностью 3—5 м, фиксируются сложными по форме геохимическими аномалиями длиной около

100 км и шириной 2—30 км [5]. Установлено, что обогащенные фосфором вмещающие породы выявляются при глубинах отбора проб 0,2; 0,4 и 0,6 м.

5. Карстовые вторичные фосфориты выявляются по вторичным ореолам рассеяния фосфора с содержанием 0,7—1 %.

Таким образом, поиски по ореолам рассеяния возможны в различных районах. Геохимическая съемка выявляет не только богатые рудные тела, но и фосфатные породы с низкими содержаниями P_2O_5 (до 3%), которые не обнаруживаются радиометрическими методами. Последние в целом весьма эффективны, могут широко применяться для поисков фосфоритов (аэrorадиометрическая съемка, наземные полевые наблюдения с помощью радиометров и гамма-каротажа скважин). Этими методами были обнаружены месторождения фосфоритов в Анголе, Заире, Турции, Танзании, Сахаре, Казахстане, Сибири, Прибалтике. Физической предпосылкой применения аэrorадиометрического метода поисков является повышенное содержание в фосфоритах радиоактивных элементов. Эффективным оказалось применение аэрогаммасъемки с вертолета (высота полета 500 м) при выходе рудных тел на поверхность или перекрытых небольшими наносами (интенсивность гамма-излучения значительна и при мощности наносов до 15 м). Применение аэрогаммаспектрометрического метода для выявления залежей фосфоритов изображено на рис. 25. Наличие линейной зависимости между радиоактивностью фосфоритов и количеством P_2O_5 позволяет по гамма-активности пород ориентировочно определять содержание фосфора. Валовые концентрации урана в фосфоритах определяются методом гамма-спектрометрии, а его распределение в минералах — по трекам деления и с помощью f -радиографии.

В фосфоритах обычно устанавливается повышенное против кларка содержание урана, пониженное — тория и калия [12]. Оценочным критерием фосфоритов является величина U/Th. При раздельном определении U (Ra), Th, ^{40}K , а также по величине U/Th выявляются фосфоритовые рудные тела, а некоторые залежи, не фиксируемые по суммарной радиоактивности, характеризуются аномальными значениями U/Th.

На рис. 26 приведены результаты наземных исследований на месторождении фосфоритов по геохимическому профилю, проходящему с целью проверки аэрогаммаспектрометрической аномалии. Залежи фосфоритов четко выявляются по характерным распределениям редких элементов и величине U/Th.

Зоны развития фосфоритоносной коры выветривания обычно оконтуривают при помощи радиометрии, и выявление вторичных фосфоритов служит поисковым признаком для обнаружения первично-осадочных руд. Измерения содержаний радона в почвенных эманациях при мощности элювиально-делювиальных образований до 3 м при проведении радоновой съемки позволяют оконтуривать фосфоритовые рудные тела. Содержание радона в почвенном газе увеличивается в местах, покрытых снегом или в замороженных

почвах. Радиометрические методы оказывают существенную помощь при ориентировочной оценке качества фосфоритов. Применяя гамма-спектрометрическое профилирование, можно оконтуривать рудные залежи и сократить дорогостоящие горные работы.

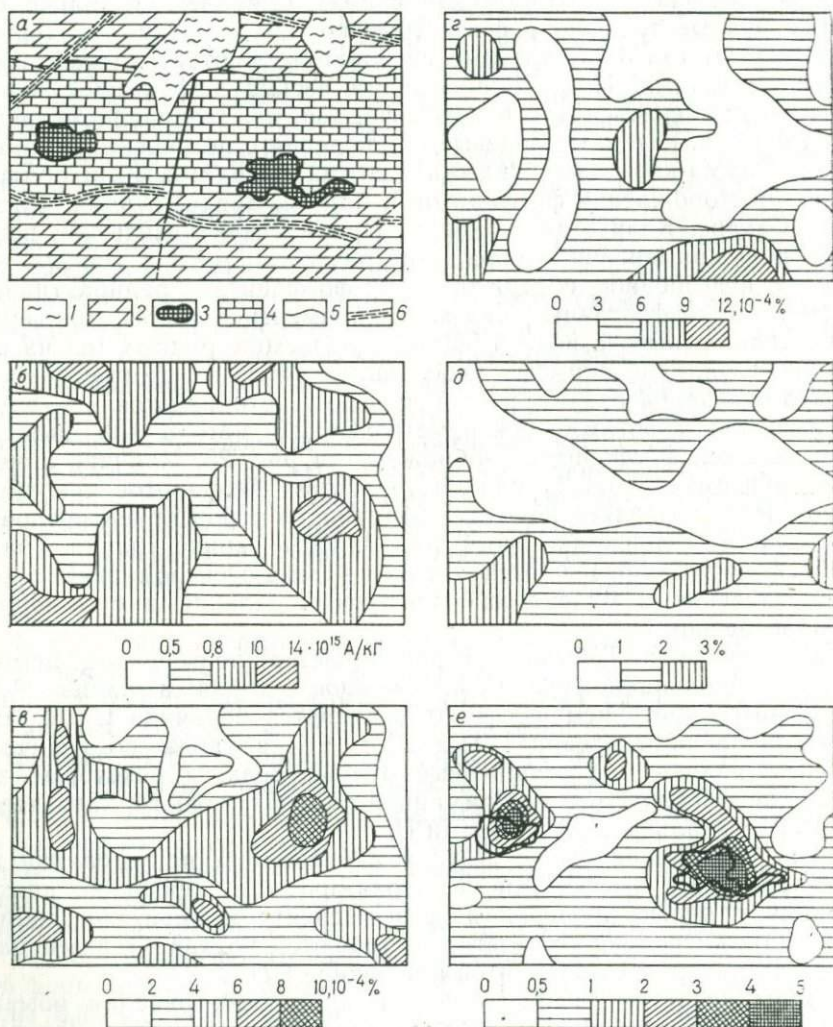


Рис. 25. Выделение залежей фосфоритов по комплексным АГСМ-данным [1].
 Карты: а — геологическая; б — гамма-поля; в — содержания урана (радия); г — содержание тория; д — содержания калия; е — уран (радий)-ториевых отношений.
 1 — третичная кора выветривания (красно-бурые фосфатные глины и эпигенетические фосфориты); 2 — мезозойская кора выветривания; 3 — богатые эпигенетические фосфориты; 4 — известково-доломитовая пачка (бедые и светло-серые известняки, известковистые доломиты); 5 — стратиграфические границы; 6 — зоны тектонических нарушений

В илито-глинистой фракции донных русловых отложений, как в постоянных, так и во временных водотоках образуются достаточно протяженные потоки рассеяния Р, U, Sr, F. Формирование их происходит в результате сорбции элементов из водных растворов, а также переноса минерального вещества в тонкоизмельченном состоянии. Гидрохимические поиски фосфоритов основаны на

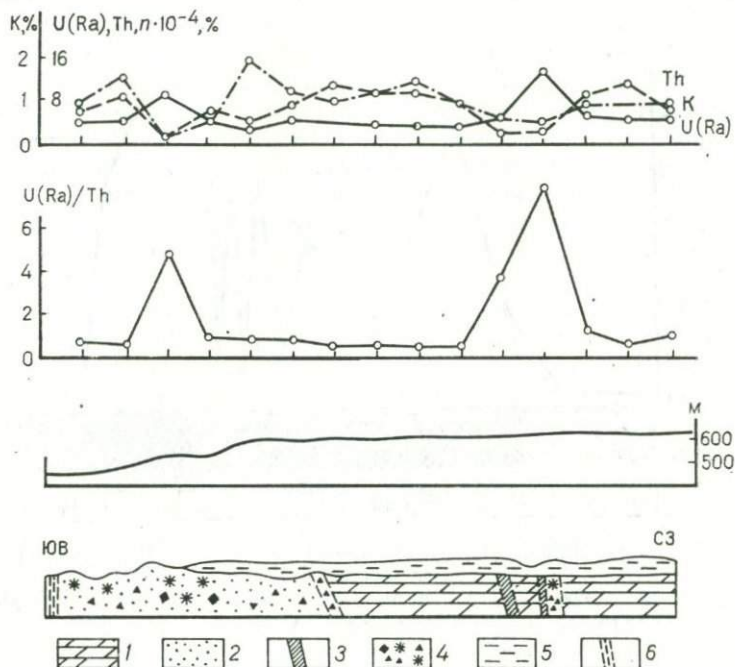


Рис. 26. Распределение радиоактивных элементов и уран (радий)-ториевых отношений вокруг фосфоритов [12]:

1 — доломиты; 2 — кремнисто-фосфатные брекчии; 3 — кремнистые породы; 4 — участки повышенной фосфатизации; 5 — элювиально-делювиальные образования; 6 — зоны тектонических нарушений

изменении химического состава природных вод под влиянием рудных тел и связанных с ними ореолов фосфора, стронция, фтора. С помощью этого метода устанавливается геохимическая специфика исследуемого района, выделяются менее обширные площади для проведения детальных работ. Аномалии фосфора в водах часто превышают фоновые концентрации в 5—10 раз. Фосфор-ион более устойчив в водах, чем другие элементы и поэтому его относительно повышенные концентрации образуют ярко выраженные обширные ореолы.

Фосфоритоносные горизонты выявляют по водным ореолам стронция (обычно от 8 до 240 мг/л воды). Концентрации стронция в водах не зависят от глубины залегания водоносного горизонта,

а также содержания сульфатов и определяются гидрохимической обстановкой существования бассейна седиментации. В природных водах формируются широкие ореолы названных элементов. Сложность интерпретации геохимических данных связана со значительным удалением аномалий элементов от точки отбора пробы.

Повышенное содержание урана в фосфоритах обуславливает увеличение его содержания в подземных водах, мигрирующих че-

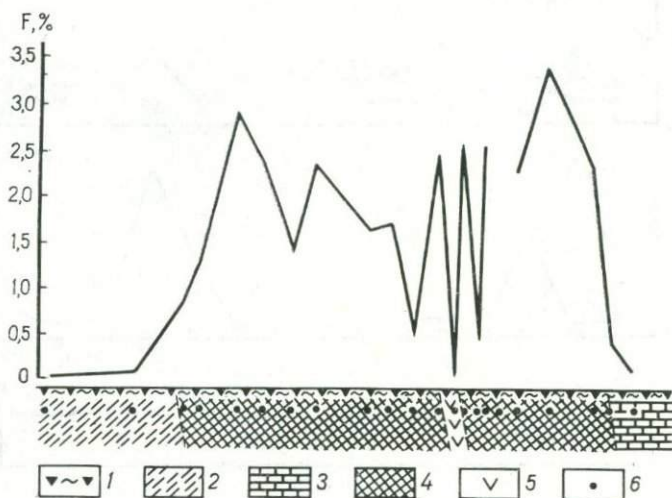


Рис. 27. Разрез по фосфоритовому месторождению с графиком содержания фтора в породах [21]:

1 — почвенно-растительный слой; 2 — кварциты; 3 — карбонатные породы; 4 — фосфоритовая пачка; 5 — порфирит (дайка); 6 — точки отбора проб

рез фосфоритоносную толщу. Способность урана и продуктов его распада (радия, радона) растворяться и мигрировать в природных водах обуславливает возможность применения этого элемента для поисков фосфоритов. В основе поисков по первичным ореолам лежат данные о значительном отличии фосфоритов по содержанию примесей P, F, TR, V от состава вмещающих их пород. Роль фтора увеличивается, когда фосфоритоносные пачки подвергаются воздействию гидротермальных растворов. В этом случае фосфориты преобразуются в обогащенные фторапатитом руды. Исходя из корреляционной зависимости между F и P в фосфоритах по количеству фтора можно ориентировочно оценивать содержание фосфора. Особенности распределения фтора в фосфоритах и вмещающих их породах одного из месторождений приведены на рис. 27. В фосфоритовых рудах содержание фтора достигает 2,8%, а в породах, вмещающих фосфориты, 0,008—0,04%, и только в кварцитах и доломитах вблизи фосфоритовых тел количество этого элемента увеличивается до 0,4%. Экспрессным дистанционным методом определения фтора в полевых условиях является нейтронно-активационный. Учитывая пространственную связь фос-

форитоносных образований с горизонтами пород, обогащенных ванадием и имеющих большее пространственное распространение, чем сами руды, при геохимических исследованиях изучают ореолы ванадия. В то же время, учитывая антагонизм между фосфором и ванадием непосредственно в фосфоритах, ванадий может выступать в роли косвенного индикатора качества руд. В высококачественных рудных телах содержание ванадия меньше. Наоборот, количество редких земель обычно зависит от качества фосфоритов и мощности рудных тел. Кроме перечисленных элементов фосфориты выявляются аномалиями Sr, Be, Zr, Y, Yb, Ag, As. Для определения фосфора в породах применяют качественные реакции, основанные на образовании желто-коричневого осадка фосфорно-молибденовокислого аммония, получающегося при взаимодействии фосфата с раствором молибденовокислого аммония в азотнокислой среде. Фосфориты отличаются от вмещающих их пород по значению термолюминесценции. Интенсивность термолюминесценции фосфоритов, обусловленная присутствием главным образом апатита, значительно выше, чем во вмещающих осадочных породах. Фосфор в рудах оценивается по содержанию фтора нейтронно-активационным анализом; алюминий определяется по калию (эти элементы находятся в тесной корреляционной связи); железо — нейтронным гамма-каротажем.

Ядернофизические методы обладают рядом преимуществ при оценке фосфоритовых залежей вследствие факультативной изменчивости фосфоритов и трудности определения их мощности и качества химическими анализами. На месторождениях фосфоритов устанавливается минеральная и геохимическая зональность, обусловленная дифференциальным распределением минералов и элементов в пространстве. Минеральная зональность проявляется в том, что на некоторых месторождениях фосфоритовые горизонты подстилаются и перекрываются марганцевыми стяжениями. В последних, локализующихся над фосфоритовыми залежами, отмечают повышенные концентрации Р, Hg, U и редкоземельных элементов. Образование фосфатов в морских бассейнах активизируется и затухает относительно постепенно [5]. Ореолы фосфатизации в перекрывающих руды образованиях прослеживаются до 80 м. В основу поисков скрытых горизонтов фосфоритов положена фосфатизация пород, вмещающих пласты фосфоритов, а также вертикальная геохимическая зональность. Геохимическая зональность проявляется в закономерном распределении элементов относительно верхних и нижних горизонтов фосфоритовых залежей. Аномалии фтора распространены в верхних частях месторождений и на флангах рудных зон, а ореолы его являются признаком слабоэродированных месторождений. Последние сопровождаются неконтрастными ореолами фосфора и поэтому выявляются с большим трудом.

Изменение фазового соотношения ртути также является критерием для поисков залегающих на глубине пластов. В фосфоритах установлены следующие температурные формы ртути: 210—220°С

(первая среднетемпературная); 280—300°С (вторая среднетемпературная); 300—400°С (третья среднетемпературная); 518, 610°С — высокотемпературная. В надрудных зонах отмечено большое число форм ртути, которые возгоняются в более широком температурном интервале, чем в подрудных зонах.

Накапливающиеся с фосфатным веществом Cu, Ti, Cr, Ni уменьшаются в поверхностных зонах; Pb, Zn не имеют определенного места в вертикальном разрезе рудных зон и концентрируются вблизи контактов пластов фосфоритов [5]. Для верхних горизонтов фосфоритовых залежей характерны высокие концентрации Ba, Sr, La, U, Ag. Аномальные содержания ванадия отмечены в горизонтах углисто-кремнистых сланцев, обычно подстилающих фосфоритовые горизонты. С глубиной устанавливается снижение радиоактивности фосфоритов. Единый ряд зональности представлен следующим чередованием элементов (снизу вверх): P — Sr — Be — Mo — V — Pb — As — Hg. В качестве показателя зональности используется отношение элементов $(Mo \cdot P \cdot Be) / (As \cdot Hg \cdot Pb)$. Значение этого показателя изменяется в зависимости от расстояния до рудных тел: в 25 см от пласта он равен 0,08; в 10 м — 18,65, и в самом рудном теле — 295.

Указанные признаки важны для поисков неглубоко залегающих тел, доступных для обработки открытым способом. Так, над скрытыми пластами фосфоритов установлены аномалии P, Pb, Mo, Mn, Sr, Y.

Для изучения зональности определяют ряды накопления элементов и выделяют наиболее контрастные для каждого стратиграфического горизонта. По данным Э. К. Буренкова, закономерности в пространственном распределении мультипликативных величин содержания элементов и коэффициентов зональности $(B \cdot Sr \times \times Co \cdot Cr) / (Ti \cdot Nb \cdot Cu \cdot Zn) = K$, изменяются в следующих пределах: для рудных горизонтов 48—7000, а для нерудных 0,1—13.

Между содержанием фосфора в породах и мультипликативным отношением $(Co \cdot B \cdot Sr \cdot Cr) / (Zr \cdot Ti \cdot Nb \cdot Cu)$ наблюдается четкая корреляционная зависимость, что позволяет использовать эти показатели для выделения в разрезе перспективных на фосфор горизонтов. Зная коэффициент K , можно выделять наиболее перспективные фосфоритовые пласты, устанавливать направления их выклинивания, увеличения мощности и определять качество руд.

Для выявления богатых руд среди общей массы фосфатсодержащих пород изучают особенности распределения в фосфатах P_2O_5 и SiO_2 . В существенно фосфатных пластах устанавливается логнормальное распределение содержаний P_2O_5 и SiO_2 вследствие преимущественного нахождения этих элементов в слоях высококачественных фосфоритов. Фосфатонакопление может захватывать обширные площади, на которых наряду с локальными концентрациями богатых руд выделяются убогие руды. В разрезе стратиграфических горизонтов также отмечают богатые, бедные руды и фосфатсодержащие породы. Последние имеют значительно более широкое распространение и по своим размерам превышают

мощности рудных тел. При геохимических исследованиях необходимо фиксировать породы, обогащенные фосфором (в 7—8 раз превышающие кларковые концентрации фосфора) и служащие признаком для обнаружения промышленных руд.

Методика работ. При поисках месторождений фосфоритов целесообразность применения того или иного геохимического метода определяется ландшафтно-геохимическими условиями ведения работ, степенью обнаженности территории. Применение метода геохимических поисков по потокам рассеяния, характеризующегося повышенной глубиной, эффективно при поисках скрытых месторождений. Сочетание опробования донных отложений и гидрохимического способствует быстрому опосредованному значительных площадей. В зависимости от задач и детальности работ различают рекогносцировочные и поисковые съемки по потокам рассеяния. Первые проводятся в масштабах 1:200 000—1:100 000 с целью получения общей характеристики изучаемых территорий и выделения среди них площадей, перспективных для проведения более детальных работ. Вторые проводятся в масштабе 1:50 000 с целью выделения конкретных зон и участков, перспективных для проведения поисково-разведочных работ. Поиски по потокам рассеяния при небольшой мощности наносов дают ту же информацию, что и опробование водных потоков и взвешенных твердых частиц в воде, но с меньшими затратами времени и средств. Поскольку потоки рассеяния образуются за счет материала, поступающего в русло с определенной площади водотока, после проведения поисков по ним выделяют меньшие территории для проведения работ более трудоемкими методами. При поисках по речным потокам необходимо учитывать всю гидросеть, однако опробование крупных речных долин менее эффективно в связи с формированием в них слабоконтрастных аномалий. В районах со слабо развитой речной сетью опробование донных осадков при поисках в масштабе 1:50 000 сочетается с металлометрической съемкой. Поиски по потокам рассеяния целесообразны в горно-таежных районах, где совместно развиваются механические и солевые потоки рассеяния. На равнинных территориях вследствие значительно меньшей расчлененности рельефа наблюдается ограниченное поступление вещества в потоки и формируются в основном солевые ореолы. Сеть опробования определяют с учетом протяженности дренажных систем и масштаба работ (см. табл. 1). Расстояние между пробами по рекам 100—200 м, при этом потоки длиной не менее 1 км выявляют по нескольким пробам. Предпочтительнее опробовать русловые отложения мелких пересыхающих рек, логов, имеющих небольшую водосборную площадь. Кроме того, практикуется равномерное расположение точек на исследуемой площади с отбором донных осадков из дренажных систем различного порядка. Пробы массой 200—300 г отбирают ниже уровня воды в русловых отмелях, на поймах, причем в их состав должен включаться преимущественно мелкий материал. Вместо неорганического материала донных осадков (илы, мелкая фрак-

ция) в ряде случаев эффективен отбор органического материала (обломки органического материала различной степени гумификации). В тундре опробуют корневую систему мхов. В озоленных пробах определяют фосфор и уран. Пробы следует отбирать у более удаленной от склона части речной долины. Для повышения надежности выявления фосфоритов опробуют железо-марганцевые конкреции лимонитов, встречающихся в аллювиальных отложениях и концентрирующих различные примеси (P, V, As). В горных районах, где в руслах дренажных систем отсутствуют илесто-глинистые осадки, целесообразно применять гидрогеохимические методы поисков. Использование последнего должно соответствовать характеру выявляемых объектов и форм проявления их в конкретной природной обстановке. При гидрохимических исследованиях используют воды потоков, озерные и грунтовые воды. Элементами-индикаторами при этом являются P, Sr, Ru, Zn, Pb, U, Cu, F, Cl, SO₄, Y, Vg.

Сеть отбора проб при гидрохимических поисках определяется масштабом работ, а также наличием дренажных систем и выходов подземных вод. Экономически экспрессным методом выделения перспективных площадей на фосфориты является определение урана и фосфора. В связи с большой длиной водных потоков выщелачиваемых элементов при мелкомасштабных исследованиях пробы можно отбирать на значительном расстоянии друг от друга (0,5—1 км и более). При поисках в масштабе 1:50 000, а также при определении аномалий интервалы между точками отбора проб составляют 100—200 м. При поисках фосфоритов по урану отбор проб и хранение их можно осуществлять в зимних условиях. Образцы воды замораживают в пластмассовых бутылках, при этом растворенный в воде радон сохраняется. При отборе проб в летний период учитывают изменение концентрации элементов в водах во времени, а при интерпретации химического состава вод — минералого-геохимические свойства рудовмещающих пород. Уран, стронций, фтор могут поступать в подземные воды как из фосфоритов, так и из различных горных пород, через которые эти воды мигрируют. Анализ выделенных при помощи ЭВМ факторных ассоциаций элементов позволяет более однозначно судить о гидрохимических условиях фосфоритообразования и проводить разбраковку аномалий. Гидрогеохимический метод эффективен в корях выветривания, где воды обычно обогащены кальцием, но обеднены стронцием. В результате его применения и отбора проб донных осадков могут быть выявлены локальные площади, в пределах которых проводятся детальные работы другими методами.

Основной областью применения литогеохимических исследований по вторичным ореолам рассеяния являются поиски в масштабах 1:50 000 и 1:10 000 на перспективных площадях. Рекомендуемая плотность опробования приведена в табл. 1. Расстояние между профилями должно изменяться в зависимости от особенностей геологического строения территорий, выдержанности струк-

тур и мощности продуктивного фосфоритоносного горизонта. При работах в масштабе 1 : 50 000 равномерная стандартная сеть может применяться на равнинных площадях, покрытых мощными отложениями, принесенными издалека. В результате этих исследований выявляются участки с аномалиями фосфора и элементов-спутников, в пределах которых необходимо дальнейшее сгущение сети опробования; на перспективных участках проводят бурение и опробование коренных образований. Элементы-индикаторы в пробах P, Sr, F, Cl, V, As, Sb, V, Ba определяют спектральными анализами, а F, As, Sb — специальными методами. Прежде чем определить содержание радона в почвах, образцы погружают на определенный период в воду.

Для решения поисковых задач могут применяться минералогические критерии. Изучаются ассоциации фосфатов (апатита, фтор-апатита, карбонатапатита) с минералами марганца, ванадия, железа, редких земель, урана: глауконитом, сидеритом (показатели морских бассейнов нормальной солености), а также кальцитом, доломитом, кварцем, флюоритом (особенно в карбонатных образованиях). Благоприятным фактором является повышенное содержание в породах органического вещества, а также железа (пирита), обуславливающих в первом случае темную до черной окраску, хорошо прослеживаемую в полевых условиях. Весьма важен также парагенезис фосфоритов с осадочными марганцевыми образованиями, имеющих широкое пространственное распространение.

При поисках фосфоритов могут применяться шлиховое и шлихогеохимическое опробование. В шлихах устанавливают минералы из класса апатитов, характеризующиеся довольно высокой плотностью (3—3,2 г/см³), значительными концентрациями (до 10%), но средней устойчивостью к агентам выветривания. Зерна апатитов, фосфатов, концентрирующиеся в тяжелой фракции или сером шлихе, определяют по реакции с раствором молибденового аммония в азотной кислоте. Во втором случае минералогическое изучение шлихов сочетается с определением характерных для фосфоритов элементов. Этот метод дает количественную оценку содержания элементов — фосфора, урана, ванадия и других, что способствует получению комплексной информации, касающейся концентрации большого числа элементов. Отмывка шлиха приводит к концентрированию элементов, встречающихся в шлиховых минералах, что обеспечивает значительное усиление полезных сигналов и контрастность аномалий. Для удешевления работ рекомендуются проводить минералогический анализ каждой второй пробы, а определение элементов — в неразделенном шлихе или в различных фракциях (немагнитной, электромагнитной). Следует обращать внимание на морфологию кристаллов апатита. В пластовых и конкреционных разновидностях фосфоритов встречаются изометричные индивиды, а в карстовых характерны разнообразные формы и размеры. Если в пробах устанавливают ано-

малии фосфора, а в шлихах апатит не фиксируется, изучают минералы-спутники — глауконит, корунд, флюорит.

Видовой состав минералов и их парагенные ассоциации позволяют более уверенно выявлять местоположение коренных источников. Далее всего от коренных выходов переносится глауконит, при приближении к рудным телам в шлихах увеличивается содержание флюорита, апатита, кальцита. Изучают обломки фосфоритов в русле рек. Степень окатанности обломков в большинстве случаев невелика, а переносятся они не далее 2—3 км от месторождений. Отбирают пробы мелкого песчаного или алевритового материала с подсчетом числа характерных обломков под бинокляром. Число характерных обломков определяют ориентировочно, иногда применяют точные расчеты, сопровождающиеся отбором специальных проб.

Эти методы наиболее эффективны в случае, если фосфориты отличаются по своему внешнему виду, окраске от обломков другого состава и уверенно обнаруживаются визуально. Во многих случаях фосфориты почти не отличаются от обычных осадочных пород и их трудно определять в полевых условиях. Изучают состав марганцевых конкреций, в случае обнаружения разновидностей, обогащенных фосфором, ртутью, можно судить о распространении фосфоритовой минерализации на глубине. В связи с тем что фосфатные минералы находятся в ассоциации с более легкими по плотности, целесообразно проводить намыв тяжелой фракции из рыхлых образований, где эти минералы вследствие дезинтеграции пород присутствуют в обособленном виде и концентрируются. Кроме того, отсутствие фосфоритов в русле рек не всегда свидетельствует об отсутствии рудных тел, залегающих на глубине. Этим определяется целесообразность совместного применения шлихового и геохимического методов.

Обычно в пределах любой более или менее значительной площади (несколько листов карты масштаба 1:50 000) природные условия неодинаковы, поэтому в процессе поисковых работ необходимо применять несколько методов, рациональных в изменившихся условиях. В частности выделяют площади, покрытые продуктами выветривания местных пород карбонатной или песчано-глинистой формации. Поиски по ореолам рассеяния наиболее эффективны при локализации фосфоритов в карбонатных породах. Последние легко выщелачиваются и отличаются по составу от рудных тел. Элювиально-делювиальные образования в зонах развития фосфоритовой минерализации обогащаются фосфором, обуславливая формирование достаточно широких и контрастных аномалий.

При локализации фосфоритовых руд в песчаниках и песчано-глинистых породах в составе подвергнутых гипергенезу образований увеличивается содержание труднорастворимых минеральных фаз и уменьшается обогащение почв фосфором. Происходит разубоживание и рассеяние рудного вещества в зоне гипергенеза. Образуются ослабленные, слабоконтрастные аномалии. Для по-

вышения контрастности аномалии и достоверной интерпретации данных в пробах определяют более разнообразный круг элементов и строят мультипликативные ореолы $(Sr \cdot Ba \cdot As)/(B \cdot Ni \cdot Co)$. Ряд затруднений возникает при интерпретации аномалий фосфора в пробах, связанных не только с фосфоритом, но и с вмещающими образованиями с высоким содержанием этого элемента. Для разбраковки ореолов применяются элементы-корректоры. В частности, для аномалий, связанных с фосфоритами, характерно совмещение в пространстве таких элементов как P, F, Sr, V, As, Sb, U, Ba.

При проведении геохимических работ необходимо учитывать геолого-геоморфологические особенности конкретных районов, их высотное положение, мощность и состав перекрывающих коренные породы рыхлых образований. В районах со значительными мощностями (10 м) рыхлых отложений низкие содержания фосфора в пробах еще не свидетельствуют об отсутствии фосфоритовых руд. Неглубоким отбором проб можно обнаружить месторождение главным образом в верхних частях склонов. В горно-таежных районах на склонах и вершинах с абсолютными отметками 550—1000 м с чехлом рыхлых отложений до 5 м фосфоритсодержащие образования выявляются ореолами с содержанием фосфора более 0,7%, а при концентрации этого элемента в пробах в количестве 2,5—3,0% почти однозначно выделяются фосфоритные руды [26].

В условиях, когда фосфориты перекрыты рыхлыми отложениями мощностью >10—12 м, применяют эманационную съемку и глубинный вариант поисков по вторичным ореолам рассеяния с проходкой буровых скважин и отбором проб из представительного горизонта или нижней части элювиально-делювиальных отложений. Значительные осложнения в интерпретации результатов геохимических исследований возникают в ситуации, когда часть фосфоритовых тел перекрыта делювиальными образованиями мощностью >70 м и толщей слабофосфатных продуктов выветривания. Покровные суглинки в условиях сглаженности мелкосопочного рельефа экранируют фосфоритовые горизонты. Опробование поверхностного слоя приводит к пропуску продуктивных тел. В этих условиях должно применяться бурение и последующее геохимическое опробование рыхлых делювиальных образований и слабофосфатных продуктов выветривания.

В результате литогеохимической съемки по вторичным ореолам выявляют большое число геохимических аномалий, оценку которых проводят на основе анализа их геологической позиции и продуктивности. На этапе рекогносцировочных поисков и при поисково-съемочных работах в масштабах 1:200 000 и 1:50 000 эффективна аэрогаммасъемка с регистрацией γ -излучения при фиксированном энергетическом окне 1,7—1,8 МэВ. На результаты исследований может оказать влияние γ -излучение продуктов распада тория, рассеиваемое в почве и воздухе. При высоком фоне радиации применяют многоканальные анализаторы спектров

естественного γ -излучения с криогенными поликристаллическими детекторами, а также аэрогамма-спектрометрические измерения по раздельному определению содержаний урана, тория и калия [12]. Это позволяет выполнять поисковые работы по содержанию в породах урана, тория и радия с высокой степенью точности и достоверности.

По результатам аэрогаммаспектрометрических съемок оконтуривают перспективные площади, исследование на которых ведется наземными средствами: 1) радиометрическая съемка; 2) эманационная, радоновая и газовая съемки; 3) при помощи подводного импульсного счетчика.

При наземных исследованиях радиометрическая съемка сопровождается геохимической. Регистрируемые при радиометрической съемке аномалии могут быть связаны с залегающими на глубине фосфоритами, обогащенными радиоактивными элементами ($U + Th + K$). Для разбраковки аномалий сравнивают замеренные в полевых условиях значения показателей счетчика с его показателями по эталонной капсуле, имеющей фоновую радиоактивность.

Для определения урана при наземных съемках применяют рентгенофлуоресцентные анализаторы (в случае нарушения равновесия между радием и ураном), а также полевой прибор — альфометр, регистрирующий γ -излучение. Исследование радиоактивности фосфатных образований (масса проб 10 г) можно проводить, используя сцинтилляционную гамма-спектроскопию (детектором являются кристаллы NaI, активизированные Tl).

Эманационная съемка эффективна при прослеживании фосфоритов, локализующихся в карбонатных породах и перекрытых рыхлыми образованиями значительной мощности (>5 м).

В районах с широко развитыми озерами при поисках фосфоритовой минерализации, обогащенной радиоактивными элементами, применяют метод изучения следов (треков) деления урана и продуктов его распада. Для измерения концентрации радона в озерах в зимнее время ставят специальные чашечки со свинцом, которые опускают на дно. Через несколько недель чашечки поднимают и определяют уровень концентрации радона. Озерный лед является преградой для продвижения радона из глубинных вод озера.

За рубежом применяется подводный импульсный счетчик для поисков желваковых и среднезернистых фосфоритов, основанный на регистрации повышенных содержаний урана в рудных телах. Уран определяют специальной пластиковой пленкой, которая подвергается разъеданию радоном и тем самым фиксируют этот элемент [49]. Специальные чашечки с пленками устанавливают в углублениях валунных песчаных глин для получения замеров. Этот метод можно применять для поисков рудных тел, перекрытых делювиальными образованиями мощностью от 20 до 160 м.

В болотистых районах поиски фосфоритов целесообразно проводить зимой. Приспособления для опробования ставят в январе

и вынимают в начальный период таяния снега. Трековые пластмассовые детекторы размещают в скважинах глубиной 0,75 м, пробуренных по прямоугольной сетке с шагом от 30 до 1000 м [49].

По данным радиометрических исследований оконтуривают перспективные площади, на которых проводят детальные поиски. Следует учитывать тот факт, что радиометрические исследования фосфоритов основаны на суммарном гамма-излучении, при котором фиксируется общая радиоактивность. Последняя может обуславливаться не только фосфоритами, но и вмещающими углестыми сланцами, аксессуарными элементами и минералами калия. Иногда встречаются слабордиоактивные фосфориты. Поэтому при проведении радиометрических поисков для каждого типа фосфоритов необходимо установить число разновидностей, отличающихся по содержанию урана.

Результативность поисков, а также уверенное выделение перспективных зон увеличиваются при раздельном определении в породах U, Th, Ra и ^{40}K . Используя уран-ториевые отношения, характерные для основных разновидностей фосфатсодержащих пород, можно оценить их качество в коренном залегании и тем самым сократить затраты по трудоемким процессам отбора, транспортировки, обработки и по аналитическому изучению части проб.

На поисково-разведочном этапе работ можно применять гамма-каротаж скважин, позволяющий проводить корреляцию разрезов, уточнять мощность и качество руд. Каротаж проводят точным методом через 1 м, а при подсечении фосфоритовых руд расстояния между точками замеров сокращают до 0,1 м. Этот метод эффективен при плохом выходе керна. Если гамма-каротаж осуществить трудно, проводят исследование керна с помощью радиометров. Для каротажных исследований применяют сцинтилляционные скважинные спектрометры, позволяющие определять U, Th, K в горных породах при бескерновом бурении.

Проводят также гамма-опробование горных выработок для литологического расчленения и корреляции разрезов, а также выделения продуктивных горизонтов с количественной оценкой содержания P_2O_5 и подсчет запасов.

На поисковом этапе работ в пределах перспективных площадей проводят геохимическое опробование коренных пород по профилям, ориентированным вкрест простирания известных или предполагаемых структур. Сеть опробования 250×25 м (масштаб 1:25 000), 100×10 м (масштаб 1:10 000). При смене пород опробование производят таким образом, чтобы каждая отдельно взятая проба массой 200 г включала мелкие сколки в количестве 5—6 штук только одной разновидности пород. Опробуют прежде всего участки коренных пород, представленные желваковыми, глауконитовыми кремнистыми и кремнисто-карбонатными разновидностями. При поисковых работах прослеживают простирание продуктивной толщи с опробованием пород на фосфор.

На разведочном этапе работ проводят геохимическое опробование пород в горных выработках и скважинах с целью оконтуривания пластов фосфоритов и выявления глубоко залегающих тел. Геохимические методы используют для корректировки направления разведочных работ. Изучают морфологию аномалий и закономерные изменения в их составе.

Особое внимание следует уделять элементам-индикаторам, образующим наиболее обширные устойчивые аномалии (фтор, входящий в состав фторсодержащих фосфатов). Следует учитывать, что фосфориты весьма разнообразны по внешнему виду, структурно-текстурным особенностям и трудно отличаются от вмещающих пород. В связи с этим в полевых условиях проводят качественное химическое опробование горных пород на содержание P_2O_5 . Для количественных определений содержаний фосфорного ангидрита в полевых условиях можно применять метод экспрессного гидростатического взвешивания.

При проведении поисковых работ на фосфориты геохимические исследования целесообразно совмещать с гранулометрическим анализом пород. При этом проводят ситовые анализы в стандартных условиях с выделением фракций от 1 до 0,001 мм (восемь интервалов). Фосфориты и фосфатсодержащие породы характеризуются неустойчивым, резко меняющимся составом минералов. При помощи метода термографии можно ориентировочно установить минеральный состав фосфоритов, а также определить содержание в них воды.

Термолюминесцентный метод можно использовать для экспрессной оценки содержания карбонатов в рудах; интенсивность пиков при 100, 200 и 310°С, ответственных за свечение кальцита, в фосфоритах достаточно выдержанная и четкая. В протолочках пород фосфаты находятся в сростках с легкими минералами. Эти сростки нередко смываются и концентрации фосфатов в минералогических пробах не происходит.

Эффективным методом исследования тонкозернистых фосфоритов, которые трудно изучать петрографическим способом, является γ -облучение полированных образцов от источника ^{60}Co . Подготовленные препараты (пластины толщиной 1—2 см) после γ -облучения в темноте прикладывают на фотопластинку и выдерживают в течение недели. После получения контактного отпечатка четко проявляются зоны свечения апатита, кальцита, кварца. Полученные таким образом фотолюминограммы удобны для количественных минералогических подсчетов.

Существенное повышение достоверности и оперативности разведки месторождений фосфоритов происходит при помощи ядерной геофизики, позволяющей проводить дистанционное определение содержаний различных элементов в породах. Ядерно-физические методы позволяют выделять фосфоритовые пачки, дифференцировать их, определять границы и глубины залегания рудных тел, а также проводить количественную оценку содержаний не только P_2O_5 , но и Al_2O_3 , SiO_2 . Результаты этих исследований мо-

гут быть использованы как для определения параметров рудных тел, так и для подсчета запасов фосфоритовых руд.

Наиболее полная и достоверная информация о локализации фосфоритовой минерализации устанавливается при совместном анализе данных радиометрии, магнитометрии, электроразведки и гравиметрии. По данным гамма-съемки пластовые фосфориты не всегда четко прослеживаются по простираанию, как правило, приурочиваются к контакту доломитов и известняков. Поэтому при выборе рационального направления поисково-разведочных работ на перспективных участках проводят дополнительные геофизические исследования методами магнито- и электроразведки.

В связи с тем что для фосфоритов весьма характерна горизонтальная или субгоризонтальная форма рудных тел, ореолы элементов вытянуты в плоскости фосфоритовых горизонтов и имеют незначительную мощность. При сравнительно глубоком залегании рудных тел эндогенные аномалии могут не фиксироваться. Это обстоятельство должно быть принято во внимание при интерпретации результатов геохимических исследований на участках, потенциально перспективных на фосфатные руды. Для корректировки разведочных работ определяют элементы, тесно коррелирующие с содержанием P_2O_5 . К ним наряду с F также относятся As, Sb, Ba, Sr и термальные формы возгонки ртути.

При обнаружении геохимических аномалий, пространственно совпадающих с повышенной радиоактивностью элювия коренных пород, можно предполагать наличие на глубине фосфоритовых залежей. На площадях, где фосфориты уже обнаружены, установленные закономерности локализации радиометрических аномалий в пространстве помогают проследить простираание фосфоритоносных образований и обнаружить смещенные части их пластов.

Кроме того изучают распределение марганца в осадочных породах, учитывая при этом, что горизонты марганцевых пород стратиграфически несколько обособлены от фосфоритовых залежей.

Для изучения зональности определяют фоновые, аномальные, дифференцированные и недифференцированные, а также над- и подрудные элементы. Показателями перспективных аномалий являются их интенсивность и поликомпонентность. Для оценки уровня эрозионного среза рудных залежей используют частные мультипликативные ореолы: $(Sr \cdot Ba)/(Ni \cdot V)$; $(Co \cdot B \cdot Cr \cdot Sr)/(Zr \times Ti \cdot Nb \cdot Cu)$.

Этапы и последовательность проведения работ. На первом этапе поиски фосфоритов базируются на геологических и геохимических предпосылках регионального характера. Последние основаны на том, что фосфоритам свойственны высокие содержания фосфора, фтора, радиоактивных элементов. Полевые исследования на этом этапе преследуют задачу уточнения геологического строения района, изучение литологии и геохимии осадочных образований. Изучают опорные разрезы вдоль речных долин. При полевом определении фосфатсодержащих пород применяют мик-

рохимические методы. Используют геохимический метод и отбор проб донных осадков. На карте прогноза выделяют территории, перспективные на обнаружение фосфоритов.

На втором этапе проводят поисково-съёмочные работы в масштабе 1:50 000. Геологической основой для постановки поисковых работ являются материалы геологосъёмочных исследований в масштабе 1:200 000, проведенные на первом этапе. При поисках фосфоритов применяют аэрогаммасъёмку, шлиховое опробование, изучают ореолы и потоки рассеяния. Особый интерес представляют шлихи, содержащие более 10% фосфатных минералов. В литогеохимических пробах определяют фосфор, фтор, радиоактивные элементы. Тщательно опробуют перспективные горизонты осадочных пород, в которых анализируют распределение и соотношение радиоактивных элементов. Для разбраковки аномалий определяют величину U/TR. По результатам работ второго этапа выделяют конкретные районы, перспективные для постановки на них разведочных работ.

В третий этап проводят геохимические и геофизические исследования буровых скважин (отбор геохимических проб, дистанционное определение элементов в породах).

Бор

Месторождения бора бывают двух типов: эндогенные и экзогенные. Эндогенные месторождения связаны со скарнами известково-скарновой и магнезиальной формаций. В первом случае проявления датолита и данбурита локализуются в карбонатных и карбонатно-силикатных породах в зонах экзо- и эндоконтакта гранитоидов. С магнезиальными скарнами и кальцифирами связаны людвигитовые, людвигит-магнетитовые, коккоитовые и ашаритовые руды, сформированные на контакте карбонатных (доломитовых) и алюмосиликатных пород в зонах воздействия гранитов или региональной гранитизации. Перечисленные типы месторождений борного сырья отличаются по условиям образования. На объектах первой формации устанавливается три этапа минералообразования: а) скарновая; б) боросиликатная; в) кварц-карбонатная. Боросиликатное оруденение (датолит, данбурит, аксинит) обычно образуется метасоматическим путем из хлоридных и углекислых бороносных растворов [24] при замещении минералов известково-железистых скарнов. Процесс скарнообразования сопровождался увеличением содержания железа в минералообразующих растворах, снижением температуры и заканчивался повышением окислительного потенциала. Боратовое оруденение локализуется во внешних зонах магнезиально-скарновой метасоматической колонки — в форстеритовых скарнах, мраморах, кальцифирах [24]. Образование гипогенного боратового оруденения связано с процессами метасоматического замещения в магнезиальных скарнах при высокой активности бора в минералообразующих растворах [24]. Галогенно-осадочные месторождения обнаружены в виде

залежей боратов в галогенных толщах, а также среди бороносных соляных образований и озерах, дренирующих скопления боратов в вулканогенных толщах. Бор накапливается в виде осадков при образовании бессточных озер в условиях аридного климата, иногда в высокогорных районах.

Поисковыми критериями месторождений бора являются:

1) карбонатные образования, развивающиеся вдоль контактов с гранитоидами; скарны, их развалы и осыпи; осветленные мраморизованные карбонатные породы, кальцифиры.

2) контактовые ореолы в доломитах, а также ксенолиты и доломиты в гранитах.

3) морские лагунные отложения с признаками аридного климата; проявление континентального вулканизма. Наличие в пределах перспективных площадей калийных стадий седиментации, с мощным галогенезом, развивающихся в предгеосинклинальных областях и окраинных частях платформ.

Минералы и элементы-индикаторы. На известково-скарновых месторождениях в дорудную стадию формируются: пироксен, диопсид-геденбергит, андрадит, гроссуляр, волластонит, везувин, скаполит.

Борные минералы, образующиеся в основном в послескарновую стадию, представлены боросиликатами — датолитом и данбуритом. В ассоциации с ними наблюдаются эпидот, клиноцоизит, пектолит, сидерит, манганокальцит, ильваит. Вторичные минералы — актинолит, стильптомелан, хлорит, серицит, альбит, пренит, ксенолит, гизингерит, халцедон. Нередко встречаются сульфиды — галенит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, пирит.

В третью стадию образуются кварц, кальцит, апофиллит, флюорит. Для данбуритовых руд типична ассоциация с кварцем, кальцитом, андрадит-гроссуляром, турмалином, аксинитом, а для датолитовых — с пренитом, волластонитом, флюоритом, скаполитом, апофиллитом, халькопиритом. В зонах развития относительно маложелезистых скарнов, в которых устанавливаются гранаты и пироксены с железистостью соответственно менее 50 и 45%, развита данбуритовые руды [24].

Поисковыми признаками на бор являются волластонит, для которого наиболее типична ассоциация с датолитом и андрадитом, геденбергит (обогащенный марганцем), имеющий широкое распространение в скарнах и околоскарновых образованиях, а также аксинит. В условиях средней активности марганца состав и количество аксинита зависят от активности бора.

В магнезиальных скарнах наряду с магниевыми и железомagneзиальными боратами обнаружены флогопит, клинопироксен, форстерит, клиногумит, паргасит, роговая обманка, брусит, скаполит, турмалин, аксинит, периклаз, магнетит, тремолит, пирит, халькопирит. При развитии известково-скарновых образований по магнезиальным скаернам и кальцифирам образуются бораты и карбонато-бораты Ca, Mg, Mn — курчатовит, раунит, сахаит, харкерит, боркарит, канит. Указателями высоких значений химических

потенциалов бора и железа в минералообразующих растворах являются сочетания людвигита или суанита с клинопироксеном, периклаза, брусита или магнезимального карбоната с магнетитом и магнезимальным людвигитом, а также кальцита с суанитом, курчатовита с котонтом.

Развитие скарновой, боросиликатной и кварц-карбонатных стадий на месторождениях обуславливает формирование вокруг них ореолов различных элементов: В, F, К, Na, Cl, Cu, Ni, Co, V, Pb, Zn, Ba, Sr, Ag, As, Sb, Sn. Для послескарновой, собственно рудной стадии типичными элементами-индикаторами являются: В, Cl, F, Hg, P, As. В ряде случаев вокруг рудных тел развиваются аномалии W, Mo, Sn, Cu, Pb, Zn с высокой контрастностью, подвижностью и значительной протяженностью. Отметим, что крупные объекты датолита и данбурита образуют незначительные ореолы Pb, Zn, Cu. Характерными индикаторами месторождений бора магнезимальных скарнов являются Cu, Sn, Zn, Mo, W, Be, Ge; известково-скарновых — V, Pb, Ba, Li; алюмоборосиликатной минерализации — Sn, Pb, As, Mo, Ba, Y.

Борные минералы осадочно-вулканогенных месторождений представлены главным образом натриевыми, кальциевыми, натриево-кальциевыми и хлорсодержащими разновидностями. Сопутствующими минералами боратов галогенных образований являются: гидрослюда, монтмориллонит, каолинит, хлорит, галит, ангидрит, кварц, карналлит, карбонат. Благоприятным поисковым признаком на бораты является присутствие в галогенных толщах монтмориллонита при ограниченном развитии гидрослюд. Это обусловлено способностью гидрослюд заимствовать бор из растворов, препятствуя образованию боратов [30].

Месторождения вулканогенно-осадочного типа, развитые в озерных образованиях, характеризуются высокими концентрациями (в г/т) As 4—30, Sr 6—18, Cu 16—28, Zn 54—118 [30]. Спутниками бора в глинистых образованиях являются Sr и I. Приведенные данные свидетельствуют о разнообразии элементов-индикаторов в месторождениях бора и возможности их использования при геохимических исследованиях.

Основы применения геохимических методов поисков. Геохимические методы для поисков месторождений бора можно применять на различных стадиях поисково-разведочных работ. Разнообразные и довольно сложные вторичные ореолы рассеяния бора обнаружены в различных ландшафтах — горно-таежных, степных и хвойно-широколиственных лесов. Размеры ореолов значительно превышают параметры рудных тел. При фоновых содержаниях бора 0,04—0,06% во вторичных ореолах над известковыми скарнами с датолитом и людвигитовыми рудными телами содержания бора составляют 0,2—0,09%. Смещения ореолов от рудных зон составляет 100—120 м. Ореолы с относительно невысоким содержанием бора в почвах отчетливо выявляют зоны скарированных пород в целом, а резко контрастные и локальные аномалии (в 1,5—3 раза выше фона) приурочены к выходам рудных тел.

В зонах развития богатых руд в почвах отмечено увеличение концентрации бора.

Сопоставление результатов химических анализов с профилированными дистанционными способами свидетельствует о высокой разрешающей способности нейтронного метода для выявления и оконтуривания ореолов бора в почвах.

Бор характеризуется высокой подвижностью в водных растворах. В природных водах образуются протяженные потоки рассеяния бора и элементов известково- и магнезиально-скарновых рудных тел в результате их растворения. Водные ореолы могут свидетельствовать о наличии продуктивной минерализации на значительном удалении от мест отбора проб в области водотока; состав подземных вод указывает на наличие рудных тел, залегающих на глубине от 10 до 100 м.

Формой миграции бора являются комплексные анions BO_3 , B_4O_7 , а также ортоборная кислота H_3BO_3 , характеризующаяся небольшой диссоциацией. Интенсивность водной миграции бора зависит от кислотно-щелочных условий, физико-химической обстановки среды, присутствия органических веществ. Высокая миграция бора наблюдается в кислых и щелочных водах [35], а уменьшение ее в карбонатной среде обусловлено формированием в этой обстановке труднорастворимых соединений. Органические вещества, приводящие к образованию органоминеральных водно-подвижных комплексов бора, значительно увеличивают его миграцию даже в карбонатных условиях. В поверхностных водах речных долин, дренирующих рудные датолитовые тела в ландшафте широколиственных лесов содержание бора составляет 3 мг/л при фоне 0,01 мг/л; длина ореола невелика и ограничена протяженностью водотока [35].

В формировании водных ореолов значительную роль играют механические потоки рассеяния. Гипогенные бораты и боросиликаты при значительном переносе в речных долинах и при сохранении в механических продуктах выветривания могут образовать водные ореолы до 10 км. В водах вблизи рудных тел в южно-таежном ландшафте содержание бора колеблется от 0,02 до 5 мг/л (при фоновых значениях 0,01 мг/л), в долине реки, а также в болотных водах содержание бора составляет 0,02—0,04 мг/л [35].

Подземные воды играют существенную роль в формировании месторождений осадочно-вулканогенных боратов. В результате воздействия подземных вод на гипергенные бораты происходит их растворение и гидролиз. В подземных водах в зонах развития боратов содержание бора составляет 10,0—520,0 мг/л при фоновых концентрациях 0,1—30 мг/л [35]. Вследствие переноса минералов в тонко измельченном состоянии, сорбции элементов и их соединений из водных растворов формируются потоки рассеяния бора и элементов-спутников. Бор способен сорбироваться гидроокислами железа и алюминия, глинистыми минералами (илистая фракция), а также органическим веществом, что и обуславливает

применение литогеохимического опробования по потокам рассеяния (метод донных осадков).

Бор, являясь биофильным элементом, участвует в питании растений. Среднее содержание этого элемента в золе растений составляет $67 \cdot 10^{-3}\%$, что в 45 раз больше, чем кларк бора в кислых изверженных породах и в 225 раз больше, чем в известняках и доломитах [35]. Увеличение содержания бора в растениях наблюдается при переходе из кислых некарбонатных почв к слабощелочным и щелочным карбонатным.

Таблица 9

Соотношение средних содержаний бора в почвах в золе растений в единицах фона [35]

Район	Почва			Зола растений		
	датолитовая*	боратовая	турмалиновая	датолитовая	боратовая	турмалиновая
Дальний Восток	20,0	2,0	8,0	8,0	13,0	1,0
Забайкалье	—	1,4	7,0	—	4,2	1,3

* Минерализация.

Установлена принципиальная возможность применения биогеохимических методов для поисков месторождений бора в различных регионах. На площадях распространения датолитовой и боратовой минерализации формируются высококонтрастные биохимические аномалии бора, и в зонах турмалинизации ореолы этого элемента практически отсутствуют. В последнем случае образуются контрастные аномалии бора в делювиальных образованиях (табл. 9).

Биогеохимические ореолы в ряде случаев являются более чувствительными индикаторами борной минерализации. Они отражают сравнительно слабые эндогенные ореолы. Наиболее четкие, контрастные биохимические ореолы установлены на датолитовых проявлениях бора в степных районах и в условиях широколиственных лесов. В этих случаях бор в растениях восполняет биологический ущерб, наносимый избытком кальция [35].

Биохимические ореолы, связанные с магниевыми и магний-кальциевыми боратами, менее стабильны. Магний и железо, хорошо поглощаемые растениями, компенсируют недостаток бора. Уменьшение содержания бора наблюдается в растениях, произрастающих в условиях ландшафтов, обогащенных различными микроэлементами. В контурах боратовых руд содержание бора в старых частях растений обычно больше, чем в молодых.

Вокруг скарновых зон, содержащих бораты и боросиликаты, установлены первичные ореолы, В, F, Sn, W, Mo и др., превышающие рудные тела. В зависимости от минерального состава и генетического типа оруденения формируются различные по размеру ореолы. Около мощных рудных зон наблюдаются более широкие эндогенные ореолы. Вертикальная протяженность надрудных ореолов составляет 100—120 м. Форма эндогенных ореолов зависит от особенностей скарново-рудных тел. Аномалии, имеющие линейный характер и развивающиеся согласно с рудными телами, распространены за их пределы. Эпицентры ореолов бора приурочены к выходам датолитовых и людвигитовых скарнов, которые оконтуривают аномалии со значительно меньшим содержанием бора, обусловленных микровкрапленностью минералов, повышенной бороносностью скарновых минералов.

На одном из боратовых проявлений минералы бора сконцентрированы в виде гнезд (размером 0,1—0,8 м), приуроченных к скарнам и кальцифирам в линзах серпентинизированных доломитов. Последние не несут промышленной минерализации, однако характеризуются повышенными концентрациями элементов-индикаторов и довольно четко выделяются на фоне низкобороносных (0,003%), вмещающих неизмененных доломитов и гранитов.

Вокруг курчатовит-саханитовых зон наблюдаются сочетания элементов Sn, Mo, Bi, As, Ba, Pb, а около сульфидно-магнетитовых руд W, Sn, Mo, Cu, В, Ag, Ba, Pb.

Индикатором борной минерализации являются термальные формы возгонки ртути. Нами установлено, что в датолитовых телах присутствуют среднетемпературная (270—360°С) и высокотемпературная (600°С) формы возгонки ртути. Для данбуритовой минерализации обычно фиксируется одна среднетемпературная форма (290°С).

Бороносные рудные тела характеризуются не только повышенными концентрациями бора в измененных породах рудной зоны, но и сочетанием положительных и отрицательных аномалий этого элемента, фиксирующих эпицентры промышленной рудоносности (рис. 28). Дистанционные ядерно-физические методы позволяют непрерывно определять содержание бора в породах. Чувствительность анализа 0,03%, относительная погрешность $\pm 20\%$. Благоприятные условия для формирования борных месторождений создаются при высоком его потенциале в постмагматических растворах. Гранитоиды, в экзоконтакте которых размещаются рудные тела, характеризуются наличием зон выноса и привноса этого элемента. Накопление и дисперсия содержаний бора в краевых фациях бороносных гранитов в 2—10 раз выше, чем в центральных частях; в нерудоносных массивах значения средних содержаний и дисперсии для разных фаций равны [24].

Валовые содержания бора в бороносных и небороносных скарнах близки. Признаком, указывающим на потенциальную бороносность скарнов, является отношение содержаний бора в породах и минералах.

Коэффициент бороносности скарнов (отношение средних содержаний бора в целом по известковым бороносным и небороносным скарнам) и их минералов колеблется от 6 до 18 (среднее 10).

Повышенное (эпидот, везувиан) и пониженное (гранат, шпинель) содержание бора не является указателем на борное оруденение в скарнах, которые включают бор при повышенных его содержаниях в минералообразующих растворах. Наиболее информативными индикаторами оруденения являются пироксен, волластонит. Перспективными являются магнезиально-скарновые боратные месторождения, сформированные в условиях абиссальной фации (суанитовые и людвигитовые тела). Со сравнительно небольшой глубиной формирования известковых скарнов связано развитие данбурита, датолита, волластонита, пренита, апофиллита. Для известково- и магнезиально-скарновых борных месторождений характерна вертикальная зональность, сопровождающаяся изменением качественных и количественных характеристик ореолов в пространстве. Для месторождений, представленных людвигитовыми курчатовит-саханитовыми рудными телами, надрудными индикаторами являются Ba, Pb, Zn, As, Hg, подрудными — Co, W, Mo, Sn, Ni, V, Cu.

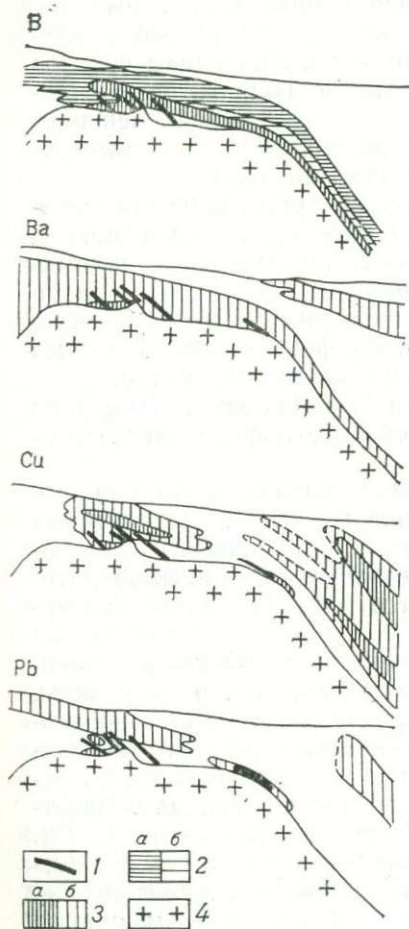


Рис. 28. Эндогенные ореолы вокруг рудных тел скарново-доломитового месторождения [35]:

1 — рудные тела; 2 — отрицательные ореолы с содержаниями, %: а — 0,0—0,004; б — 0,001—0,011; 3 — первичные положительные ореолы распространения элементов-индикаторов с содержаниями, %: а — Pb 0,01—0,08; Cu 0,006—0,008; Ba 0,1—0,3; В 0,008—0,04; б — Pb 0,001—0,01; Cu 0,002—0,005; Ba 0,03—0,1; 4 — гранит-порфиры

Устанавливается следующий ряд эндогенной вертикальной зональности — Ni, V, Cu, W, Mo, Sn, Co → Bi, B, Cu, Zn → Pb, As, Ba. Продуктивность ореолов Pb · Ba · As / Co · W · Mo < 0,1 характеризует подрудные ореолы; от 1 до 100 — среднерудные; более 1000 — надрудные. В надрудных зонах наблюдаются отчетливые ореолы выноса бора и зафиксировано большее число температурных форм ртути, чем в подрудных.

Месторождения осадочных боратов, перекрытие прослоями (желваками) кальциевых боратов, образуют своеобразные ореолы вокруг продуктивных рудных тел. С глубиной мощность продуктивных горизонтов увеличивается. Образуются залежи натриевых боратов, уникальные по запасам и содержанию бора.

Так, например, в осадочных месторождениях Турции установлены три зоны [30]: а) верхняя (надрудная), сложенная карбонатными породами с прослоями сине-зеленых глин и включениями индербарита, курнаковита, индерита; б) средняя (рудная), сложенная бурыми монтмориллонитовыми глинами, пеплом и кернитом; в) нижняя (подрудная), сложенная глинами и карбонатными породами.

В связи с высокой гидролизуемостью боратов и их замещением при процессах выветривания карбонатами выявление рудных скоплений обычными методами затруднительно. Для увеличения эффективности поисков необходимо осуществлять геохимическое опробование керн буровых скважин с определением ртути, форм ее нахождения, а также бора, сурьмы и мышьяка, образующих надрудные ореолы.

В боратах осадочного генезиса (углексит, иниоит), развитых в приповерхностных (надрудных) зонах, нами отмечено сочетание четырех температурных форм ртути: 270, 310, 380, 450°С. Наиболее значительные концентрации боратов, связанные с заключительными стадиями галогенеза, локализуются в горизонтах калийно-магниево-солей. Парагенные ассоциации элементов в продуктивных на бор толщах отличаются от примесей в соляных горизонтах, в которых данная минерализация отсутствует. Основная масса бора и других элементов в соляных отложениях с отсутствием борной минерализации, находится в виде изоморфной или сорбированной примеси в гидрослюдах. В солянокупольных структурах с проявлениями продуктивной минерализации наблюдаются собственные минералы бора. Парагенезы бора и других элементов соответствуют следующему ряду: В→Сг, Мп→Зг→Ga, Ni→Ti, Li→Sr→Cu→Pb→Ga→V, а для безрудных зон — Ti, Zr, Ni, Сг→Ga, Мп→Cu, Sr, Li, В. В преобразенските установлены две температурные формы ртути: среднетемпературная (230°С) и высокотемпературная (410°С). На основании изучения характера связей бора с другими элементами можно прогнозировать потенциально рудоносные на бор площади.

Методика работ. Применение того или иного геохимического метода в пределах потенциально перспективных территорий на бор зависит от степени их геологической изученности и наличия на изучаемой площади соответствующего объекта опробования. На площадях, где коренные породы перекрыты аллювиальными, элювиально-делювиальными образованиями, можно применять поиски по потокам и вторичным ореолам рассеяния.

Гидрогеохимический метод используют на первом этапе поисков для выяснения общих перспектив на борную минерализацию.

Этот метод наиболее целесообразен в горных районах, где в руслах потоков отсутствует илесто-глинистая фракция, необходимая для отбора литогеохимических проб, а также при поисках галондно-осадочных месторождений.

Опробованием рек, временных водотоков в комплексе с изучением донных отложений осуществляется довольно быстрое опробование значительных площадей. На первых этапах поисковых работ относительно протяженные водотоки опробуют через 500—250 м. При детализации аномалий сеть опробования сгущают до 100 м в соответствии с меньшей протяженностью этих потоков. Рекомендуется опробовать водотоки длиной 4—3 км с расходом не более 0,2 м³/с, выходы подземных и грунтовых вод, а также грунтово-почвенные воды из горных выработок. Водные пробы отбирают в объеме 0,7 л, достаточном для определения не только бора и фтора, но и спутников борной минерализации в полевых условиях. Следует учитывать изменение концентрации элементов в водах во времени. Опробование вод нельзя осуществлять в периоды паводков и во время сильных дождей. В лабораторных условиях бор определяют колориметрическим с кармином и фотоколориметрическим с кристаллическим фиолетовым методами.

Количество бора в природных водах зависит от различных факторов. Затруднения в использовании гидрогеохимических методов поисков связаны с тем, что некоторые ореолы вызваны рассеянной минерализацией, а закономерности изменения содержаний бора в ореолах нередко зависят от ландшафтно-геохимических условий поисков, режимных изменений содержания элементов в водах (климатические условия, расход водотока). Гидрогеохимические ореолы сопровождают боратые и датолитовые рудные тела и практически не проявляются в случае развития турмалиновой минерализации. Поскольку кальциевые бораты легко растворяются даже в слабых кислотах, в зоне гипергенеза они подвергаются интенсивному выщелачиванию. Поэтому в водах определяют не только В, но и F, Cl, Cu, As, Zn.

Однотипность поведения бора и хлора определяется в количественных соотношениях и по их пространственному распространению. В каждом районе принадлежность элемента к группе выщелачиваемых или поглощаемых определяется параллельным опробованием иловых и наддонных вод. Если содержание элемента в иловых водах больше, чем в наддонных, можно говорить о принадлежности его к числу выщелачиваемых, при противоположном соотношении — к числу поглощаемых.

Гидрогеохимический метод применяется также при поисках гипергенных месторождений в зонах развития сульфатно-галондных пород (бороносные солянокупольные структуры с первичными и вторичными боратами). Для достоверной и уверенной разбраковки аномалий и отделения их от ложных (континентальное засоление грунтовых вод, концентрации бора в результате испарения вод) используют величины $B/Cl \cdot 10^4$; $B/Mg \cdot 10^4$; $B_2O_3/Cl \cdot 10^4$; $B_2O_3/Mg \times 10^4$, где M — минерализация вод. Значения $B/Cl \cdot 10^4$ более 10—

15 указывают на связь водных ореолов с разрушением боратов в солянокупольных структурах [23].

В тех случаях, когда можно использовать как гидрогеохимический, так и литогеохимический методы поисков по потокам рассеяния, целесообразно применять последний. Литогеохимический метод поисков по потокам рассеяния особенно эффективен в районах со слаборасчлененным рельефом, в условиях аридного климата, где водные потоки пересыхают.

К прямым признакам оруденения относят находки боратов, боросиликатов в аллювиальных образованиях, которые можно обнаруживать на расстоянии до нескольких километров от рудных залежей.

Шлиховое опробование не используют из-за трудности определения боратов и их относительно малой плотности.

Поэтому при поисках месторождений бора в закрытых районах целесообразно применять шлихо-геохимический метод. Масса аллювиальных проб, отбираемых из кос, должна составлять 10 кг, наиболее представительной является фракция менее 1 мм. Бор в магнитной фракции, в которой обычно концентрируются магнетит и лютивит, определяют методом α -радиографии.

При помощи люминесценции можно осуществлять минералогический фазовый анализ, позволяющий выявлять и определять многие минералы бора непосредственно в полевых условиях. Определение проводят визуально по типичному цвету свечения, либо по эталонным спектрам фото- и рентгенолюминесценции.

Спектральному анализу следует подвергать каждый шлик, а минералогический анализ осуществлять для 50% проб. Этим обеспечивается удешевление работ и повышение контрастности аномалий.

Опробование с плотностью 4—5, реже 2—3 пункта на 1 км² соответствует масштабу 1:50 000. В пробу массой 100—150 г отбирают илистую фракцию или мелкий материал, состоящий из гравийно-галечных образований (фракции 0,5 мм). Локальные зоны выделяют с помощью опробования элювиально-делювиальных образований.

Литогеохимический метод поисков по вторичным ореолам рассеяния можно применять на территориях, покрытых: а) элювиально-делювиальными отложениями, образовавшимися в результате дезинтеграции местных пород; б) отложениями, принесенными издалека.

Количество бора, поступающего в данный ландшафт, зависит главным образом от литологических особенностей геологических образований. Участки распространения горных пород с повышенной бороносностью следует выделять в особые виды ландшафта [35].

На площадях, покрытых продуктами выветривания местных пород, можно отбирать пробы с небольшой глубины. В условиях горно-степных, степных и южно-таежных ландшафтов представительным является гумусовый горизонт A_0 или A_1 [35]; пробы бе-

рут из нижней части гумусового горизонта, где мало органических веществ и менее интенсивны процессы биохимического преобразования. В зонах развития широколиственных лесов и северо-таежных ландшафтов опробуют горизонт ВС [35]. В мерзлотно-таежных ландшафтах представительным горизонтом опробования является иллювиальный горизонт В (масштаб работ 1:50 000), а при поисках в масштабе 1:10 000 — переходный горизонт ВС.

В закрытых и полужакрытых ореолах значительно возрастают роль съемок по потокам рассеяния, гидрогеохимические исследования, а также опробование буровых скважин.

Пробы отбирают из определенного горизонта (обычно из коры выветривания коренных пород) в буровых скважинах, пройденных специально по единичным линиям в средних и нижних частях склонов. С помощью кислотных или водных вытяжек извлекают сорбированный и минеральный бор. Масса проб 250—300 г. После просеивания на анализы направляют фракцию 1 мм, обогащенную бором [35].

Опробуют также концентраты бора — лимониты, гётиты, железо-марганцевые конкреции, развитые в зоне окисления людвигитовых руд и обогащенные бором. Выходящие на поверхность и обогащенные бором гётиты и гидрогётиты указывают на возможность борного оруденения на глубине.

При проведении геохимических исследований в каждом конкретном случае необходимо учитывать ландшафтные условия, геоморфологические особенности района, направление миграции элементов во вторичных ореолах, а также геологическое строение участков. Ореолы месторождений бора характеризуются обычно потоковидной, вытянутой по склону формой. Линии максимальной изменчивости аномальных концентраций (ореол — фон) параллельны изогипсам рельефа. Поэтому линии поисковых профилей целесообразно ориентировать вдоль горизонталей со средней плотностью опробования 40 точек на 1 км² [35]. Маршруты прокладывают через 450—500 м вдоль склонов, считая от водоразделов, а опробование проводят через 50 м.

Применение стандартной методики отбора проб при поисках в масштабе 1:50 000 можно использовать на равнинах с неясным геологическим строением. При детальных поисковых работах плотность поисковой сети должна составлять 100×25 и 100×50 м. Профили ориентируют вверх по рельефу или под углом 90° к направлению поисковых линий, приведенных в масштабе 1:50 000 [35].

Такая ориентировка поисковых профилей позволяет легко обнаруживать источники борной минерализации при меньших затратах и рационально задавать горные выработки.

В пробах определяют содержания бора, а также элементы-спутники, перечень которых зависит от предполагаемого генетического типа оруденения. Применяется количественный спектральный анализ на приборе ДФС-13 с просыпкой пробы на угольных

электродах (чувствительность $0,5 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-3} \%$, относительная погрешность воспроизводимости 10—20%).

Тип борного оруденения по вторичным ореолам определяют по содержанию бора в 2%-ной солянокислой вытяжке, где значения $K(H^+) > 50\%$ свидетельствуют о наличии боратового типа минерализации, а $< 50\%$ — боросиликатного или алюмоборосиликатного [35].

Большая интенсивность водной миграции бора в почвах является надежным критерием для интерпретации и разбраковки аномалий. Для выявления геохимических аномалий проводят обработку и интерпретацию результатов анализов (визуальный, статистические расчеты, тренд, факторный, метод многомерных полей). Для оконтуривания слабых аномалий используют высокоточные анализы и определяют формы нахождения бора. Результаты анализов обрабатывают методом скользящего статистического окна. Содержания, появляющиеся в условиях геохимического фона с вероятностью 25% и реже, должны рассматриваться как аномалии или как содержания, превышающие среднефоновые на величину одного стандартного отклонения и больше [35].

Для обработки данных по нескольким элементам применяется факторный анализ. На основе выявления взаимосвязей между ними производят группировку переменных. Кроме того, используют метод полей естественных геохимических ассоциаций. Разбраковку аномалий производят с учетом элементного состава, пространственного совмещения ореолов различных элементов и геологических условий их локализации.

При обработке геохимической информации аномалии бора дифференцируют на несколько групп [35]: а) аномалии в почвах, подземных водах, сопровождающие выходы скарнов; б) комплексные литогеохимические аномалии с пространственным совмещением ореолов бора и различных элементов-спутников, не сопровождаемые водными аномалиями; в) аномалии в почвах, не сопровождаемые другими элементами-спутниками и водными потоками рассеяния, а обуславливаемые рассеянной минерализацией; г) аномалии в водах, не сопровождаемые ореолами в почвах.

После нанесения аномалий на геологическую карту анализируют зависимость пространственного размещения каждой из них от разновидности горных пород и тектонических нарушений. На картах в контурах перспективных аномалий обозначают их эпицентры, значком показывают минерально-геохимическую и геологическую их природу (разлом, рудное тело, скарн, дайка).

Аномалии первой группы (рудные) рекомендуют к проверке горно-буровыми работами. В зоне развития перспективных аномалий проводят дополнительные детальные исследования (сгущение сети отбора проб, определение форм нахождения бора). Третью группу аномалий отбраковывают. Четвертую группу аномалий, обусловленную рудной минерализацией на глубине, детализируют. Проводят дополнительные определения форм нахождения бора и ртути в породах представительных горизонтов почв.

Результаты геохимических исследований по вторичным ореолам рассеяния могут быть использованы для оценки геологических (прогнозных) запасов бора. При этом рассчитывают площадную продуктивность бора в контуре вторичного ореола рассеяния и изменение линейной продуктивности на метр углубки [14].

Биогеохимический метод применяют там, где коренные породы перекрыты аллювиальными, флювиогляциальными и золовыми отложениями мощностью до 20 м, а также на территориях с закрытыми дефлюкционными ореолами.

В закрытых ореолах биогеохимические исследования целесообразны для интерпретации и разбраковки литогеохимических аномалий в связи с тем, что минеральная форма нахождения бора определяет степень его усвоения растениями. Опробование проводят по периметру растений при постоянной для каждого вида высоте от земли, при опробовании трав используют их надземную часть. Озольнение проводят в полевых условиях на кострах в железных тиглях (металлические формы, применяемые для выпечки хлеба). Кроме того, используют электропечи с фарфоровыми тиглями. После получения черной золы пробы направляют в лабораторию, где проводят их дальнейшее озольнение в муфельных печах при 400—500° С.

При определении бороносности и небороносности гранитов необходимо учитывать геологические особенности их формирования, дисперсию в разделении бора, наличие положительных и отрицательных аномалий, а также характер распределения суммарного и изоморфного бора. Сравнение содержаний бора в гранитах целесообразно проводить в пределах одного магматического комплекса близкого состава и происхождения.

Обобщая результаты геохимического исследований, необходимо выяснять формы нахождения бора в скарнах, а также особенности распределения сопутствующих ему элементов-индикаторов: коэффициенты бороносности скарнов, апоскарновых пород и их минералов от 4 до 18 (в среднем 7—10) свидетельствуют о нахождении в скарнах борной минерализации.

Иногда высокие концентрации бора обусловлены не изоморфным вхождением этого элемента в минералы, а тонковкрапленной борной минерализацией с образованием вокруг рудных тел эндогенных ореолов. За пределами ореолов содержания бора в скарнах очень низкие, меньше чем во вмещающих их породах.

Кроме того, повышенная бороносность известковых скарнов может наблюдаться в мелких месторождениях с низкой минерализацией. В этих случаях изучается характер распределения бора в минералах-индикаторах оруденения — пироксене и волластоните. Достоверность выводов о перспективности скарновых зон повышается, если в них отмечены не только высокие концентрации бора, но и фтора. При постмагматическом преобразовании магнезиальных скарнов формируются гидроксил- и фторсодержащие минералы, а в роговых обманках и флогопите отмечаются высокие (до 1%) концентрации фтора.

Для количественной характеристики вертикальной зональности при поисках слепых тел рассчитывают мультипликативные показатели ореолов, а также изменение отношения произведений линейных продуктивностей $(Ba \cdot As \cdot Pb)/(B \cdot Co \cdot Ni)$. При поисковых работах на бор осадочного генезиса необходимо изучать керн буровых скважин (прежде всего карбонатно-глинистых и озерных глинистых образований) с определением бора, сурьмы, мышьяка.

Геохимическими критериями при поисках галогенных проявлений являются Mg и Ca, которые выпадают вместе с бором в осадок. Так как содержание окиси бора находится в четкой зависимости от содержания $MgSO_4 + MgCl_2$, для перспективных на бор горизонтов характерна выдержанность соотношений солей Mg и Ca ($MgSO_4 + MgCl_2$) и $CaSO_4$, а коэффициент корреляции между ними и B_2O_3 составляет 0,95.

Естественно, что для выводов о перспективах площадей на бор необходимо комплексно изучать геологические образования, с учетом минералого-геохимических особенностей фаций, палеографических реконструкций, гидрохимических признаков и зональности. Рекомендуются применять методы нейтронного каротажа, нейтронного порошкового количественного анализа в связи с трудностью определения многих минералов бора. Для определения бора в коренных породах применяют переносные приборы, а для поисков месторождения боратов с людвигит-магнетитовой минерализацией, перекрытых элювиально-делювиальными образованиями, — магниторазведку.

Этапы и последовательность проведения работ. На первом этапе ревизионные геохимические исследования (гидрохимическое опробование, поиски по ореолам и потокам рассеяния) проводят с целью выявления площадей, перспективных для проведения на них поисковых работ в масштабе 1 : 50 000. Комплексные геохимические работы на втором этапе проводят в пределах конкретных площадей. Гидрохимическое опробование опережает другие геохимические методы. Основными видами геохимических работ на этом этапе являются литогеохимическая съемка по вторичным ореолам рассеяния, опробование делювиальных развалов, курумников, а также пород, вскрываемых горными выработками. После проведения комплекса геохимических работ выделяют аномалии, рекомендуемые для проверки. На третьем этапе проводят детальные поиски в масштабе 1 : 10 000 для установления коренного источника, его вскрытия и оценки.

Барит

Известны карбонатитовые, гидротермальные, осадочные, вулканогенно-осадочные месторождения баритов. Наиболее широко распространены гидротермальные (средне- и низкотермальные) месторождения, из которых получено 1/3 всего барита, добытого в мире. В зависимости от количественного соотношения барита и металлических элементов месторождения делятся на собственно

баритовые и комплексные. Первые включают объекты, в которых барит является единственным полезным ископаемым. Вторые содержат рудные тела, из которых барит извлекается как попутный компонент. Различают две возможные схемы гидротермального баритообразования: а) совместный привнос в минерализованные зоны бария и SO_4^{2-} в составе высокоминерализованных растворов с последующей кристаллизацией барита; б) привнос SO_2 во вмещающие породы, обогащенные барием. Ограниченный вертикальный размах баритовой минерализации обусловлен изменением кислородного режима с глубиной, а также ретроградной растворимостью барита. Он равновесен как с относительно высокотемпературными сульфидными рудами ($>350^\circ\text{C}$), так и с парагенезисами, возникающими при температурах ниже 250°C . Осадочные и вулканогенно-осадочные месторождения формировались в результате реакции сульфатов морской воды с ионами бария. Поисковыми признаками баритовых месторождений являются:

1) постмагматические гидротермальные проявления в карбонатных породах (кальцит-кварцевые жилы), связанные с герцинскими и альпийскими тектоно-магматическими циклами;

2) разрывные нарушения, сопровождающиеся тектоническими брекчиями с признаками гидротермальных изменений, а также зоны сочленения разнонаправленных разломов;

3) вулканизма в наложенных геосинклинальных трогах; переслаивание вулканогенных, карбонатных (обогащенных железом) и песчано-глинистых пород, выдержанных по простиранию;

4) полиметаллическая и медная минерализация, указывающая на сульфидно-баритовые и барит-гематитовые месторождения.

Минералогия и элементы-индикаторы баритовых месторождений. В гидротермальных собственно баритовых месторождениях основными сопутствующими минералами являются витерит, кальцит, доломит, сидерит, флюорит, кварц, гипс, целестин, сульфиды железа, меди, свинца, цинка (халькопирит, галенит, сфалерит), гематит, сульванит, киноварь, антракосолит, лимонит. В подавляющем большинстве месторождений наблюдается определенная направленность в изменении минерального состава минерализации во времени. В дорудную (кварц-кальцитовую) стадию происходит перекристаллизация известняков, в рудную (баритовую) стадию выкристаллизовывается основная масса барита, сменяющегося кальцит-сульфидной, флюоритовой и поздней баритовой стадиями. Околожилные изменения выражаются в доломитизации и окварцевании карбонатных образований, в каолинизации и серицитизации песчаников и сланцев. Благодаря химической устойчивости барит накапливается в зоне гипергенеза. В комплексных барит-медноколчеданных, барит-полиметаллических, барит-флюоритовых, барит-гематитовых, барит-марганцевых месторождениях парагенные ассоциации минералов разнообразны: витерит, кальцит, флюорит, кварц, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, гематит, целестин, пиролюзит, псиломелан, браунит, гётит, киноварь, арсенопирит, **жемсонит**, тетраэдрит, церуссит, англезит, малахит, азурит. В зо-

не интенсивного окисления сульфидно-баритовых месторождений иногда возникают скопления барита в виде «сыпучки».

В пределах карбонатитовых комплексов барит ассоциирует с кварцем, анкеритом, доломитом, кальцитом, хлоритом, флюоритом, сульфидами. Ввиду устойчивости барита он отмечается в тяжелой фракции шлихов.

На гидротермальных барит-полиметаллических месторождениях в вулканогенных образованиях проявляются адуляризация, алунитизация, аргиллитизация (вторичные кварциты), доломитизация, сидеритизация (карбонатные породы). Алунитовые вторичные кварциты — важный поисковый признак барит-полиметаллического оруденения.

В составе газожидких включений в барите установлены: Ca, Mg, Na, K, HCO_3 , F, Cl, а также Hg, Cu, Zn, Pb, CO_2 , N_2 , H_2 и углеводороды. Исходя из реального состава газожидких включений и минерального состава баритовых зон, типоморфными элементами-индикаторами месторождений являются: Ba, Cl, F, K, Na, Hg, Sr, P, Ti, S. В баритах в качестве примесей присутствуют (в %): титан 0,01, фосфор 0,13, свинец 0,12, медь 0,02, цинк 0,02, стронций от 0,3 до 8,0, марганец 0,13, иттрий 0,008, молибден 0,0002, серебро $3 \cdot 10^{-4}$, хром 0,03, галлий 0,001, ртуть $1 \cdot 10^{-4}$. Кроме того, в этом минерале отмечены висмут, олово, индий, а также четкая корреляция в содержании серебра со свинцом и барием.

Для баритовых месторождений установлено явление мобилизации бария, стронция из вмещающих пород. Об этом свидетельствуют весьма широкие пределы вариаций содержаний этих элементов и их отношений в измененных породах, а также отрицательные аномалии химических элементов. Средние значения Sr/Ba в измененных карбонатных породах одного из месторождений колеблются от 0,002 до 13,4, что обусловлено перераспределением и миграцией этих элементов. В окружающих баритовые жилы вмещающих породах установлены повышенные содержания (в %): хлора 0,04, фтора 0,02, ртути $1 \cdot 10^{-3}$. Особый интерес представляет присутствие в барите и окружающих породах ртути.

В тех зонах, где баритовая минерализация сопровождается сульфидное медное и полиметаллическое оруденения, вокруг жильных тел образуются аномалии элементов, характерных для металлических полезных ископаемых этого класса (Cu, Pb, Zn, Sb, Ge, As, Sn, Ag). В кальцит-баритовых и флюорит-баритовых проявлениях отмечают фтор и стронций.

Отличительной особенностью вулканогенно-осадочных месторождений от собственно осадочных является присутствие в околорудных зонах бария (в виде барита) и фтора (в виде флюорита и ратовкита). Типоморфными элементами-примесями для осадочно-вулканогенных месторождений барита (с галенитом и сфалеритом) являются ванадий, германий, гидротермальных свинцово-цинковых — сурьма, ртуть, серебро, а гидротермальных халькопиритовых — никель, кобальт.

Основы геохимических методов поисков месторождений барита.

Геохимические методы поисков на баритовых месторождениях проводились в небольших объемах. Однако полученные при этом материалы позволяют наметить широкий круг решаемых геологических задач и необходимость использования геохимических методов для поисков барита. При проведении литогеохимической съемки в Кузнецком Алатау выявлены вторичные ореолы бария с содержанием 0,6—1,0%, тяготеющие к карбонатным образованиям. Наряду с ореолами бария установлены аномалии в %: фосфора 1—3, стронция 0,2, цинка 0,01, меди 0,01, молибдена 0,02. В результате поисковых работ открыто месторождение.

При поисках баритовых месторождений установлено, что эффективным индикатором минерализации является ртуть. Содержание ртути в делювиальных пробах, перекрывающих жилы барита, достигает $200 \cdot 10^{-7}\%$ при фоновых концентрациях $9 \cdot 10^{-7}\%$, причем по направлению к продуктивным баритовым горизонтам отмечается постепенное повышение содержания ртути.

Вулканогенно-осадочные и гидротермальные месторождения обычно сопровождаются гидротермально-измененными вмещающими породами, с которыми связаны интенсивные ореолы кобальта, молибдена (кварц-серицитовые метасоматиты вулканогенно-осадочных месторождений), цинка, свинца, мышьяка (хлоритовые метасоматиты).

Анализ имеющегося материала по применению геохимических методов поисков баритовых зон показывает, что вокруг собственно мономинеральных баритовых жил устанавливаются отчетливые ореолы Ва, Сl, Hg, В, Sr, F. Вокруг рудных тел барит-полиметаллических месторождений образуются эндогенные ореолы Ва, Pb, Zn, Cu, Si, Bi, As, Mo, Hg. В обоих случаях аномалий этих элементов обычно носят линейный характер, распространяясь параллельно контактам с жилами.

Наиболее широкие и протяженные ореолы вокруг баритовых тел образует ртуть. Положительные геохимические аномалии ртути отмечены уже на расстоянии 20—30 м от продуктивных зон. В зонах, контактирующих с рудными телами, содержание ртути составляет $2 \cdot 10^{-5}\%$ (при фоновых значениях $7,5 \cdot 10^{-6}\%$). У самого контакта и в баритовой жиле содержание этого элемента резко понижено и достигает уровня вероятных отрицательных аномалий ($3 \cdot 10^{-6}\%$).

В приконтактовой части залежи по направлению к ее центральной части увеличивается содержание Ва и Sr. Противоположная тенденция характерна для титана, никеля, ванадия, хрома. На границе, переходной к баритовой (продуктивная зона), отмечено сочетание положительных и отрицательных аномалий названных элементов. При этом для баритовой зоны характерны ореолы привноса Ва, Sr, Hg и вноса Ti, Ni, V, Cr и др. Для месторождений барита характерна вертикальная зональность, сопровождающаяся изменением минерального состава и геохимических особенностей

жилых тел в пространстве. Обычно в рудных зонах снизу вверх увеличивается содержание кальцита, барита, киновари, гематита, арсенопирита, алунита; противоположная тенденция характерна для анкерита, пирита, сфалерита, галенита, ангидрита, магнетита. Так, например, на одном из месторождений Казахстана средняя концентрация барита с глубиной изменяется в следующих количествах %: 0—20 м — 84; 40 м — 82,3; 60 м — 75; 100 м — 74 [34].

Наиболее благоприятны для кристаллизации барита низкотемпературные условия. Ангидрит образуется из хлоридных растворов, обогащенных Ca, Ba, SO₄. Ассоциация барита с ангидритом может служить температурным критерием (ангидрит обычно сохраняется в низкотемпературных условиях). В комплексных баритовых месторождениях вертикальная минеральная зональность проявляется в смене (снизу вверх) сульфидно-баритовых зон на флюорит-сульфидно-баритовую и кальцит-баритовую. Общими тенденциями в проявлении вертикальной зональности различных генетических классов комплексных баритовых месторождений являются: а) локализация барита, кальцита, флюорита в виде жил и жильных зон в верхних частях продуктивных тел; б) расположение маломощных прожилков названных минералов выше скрытых баритоносных рудных тел.

Содержание элементов-примесей в вертикальном ряду баритовых тел изменяется также закономерно. Выделяются две группы элементов: а) с положительным геохимическим градиентом, содержание которого в вертикальном направлении увеличивается снизу вверх — I, Br, Hg, Ba, Cl, Ag, As; с отрицательным градиентом, содержание которого уменьшается в этом же направлении — Co, Mo, Zn, Cu, Pb.

В строении первичных ореолов баритовых месторождений также проявляется вертикальная зональность. На колчеданных барит-полиметаллических месторождениях от тыловых зон к внешним наблюдается следующая смена различных ассоциаций элементов: Mo → (Mo + Co) → (Cu + Mo + Co) → (Zn + Cu + Co + Mo) → (Pb + Zn + Cu + Co + Mo + Ba) → (Pb + Zn + Cu + Ba) → (Cu + Zn).

В измененных породах содержания бария имеют тенденцию увеличиваться по восстанию рудных тел, что согласуется с более интенсивным проявлением здесь барит-карбонатных стадий минерализации и их преимущественным развитием в верхних зонах. Для бария устанавливается миграция из околорудных вмещающих пород. Отметим, что на уровне подрудных срезов содержание бария обычно равно местному геохимическому фону. Отмечается общая тенденция к увеличению содержания бария и стронция в минералах от ранних стадий рудообразования к поздним. Однако если в результате этого барий в заключительные стадии образует самостоятельную фазу (барит), то стронций в большей степени рассеивается. Неравномерное распределение стронция обнаруживается не только в баритовых жилах, но и в отдельных индивидах из этих жил, причем наибольшие концентрации стронция наблюдаются в центральных частях минерала.

Методика работ. Геохимические методы поисков баритовых месторождений целесообразно проводить в три этапа: 1) выяснение положения рудных районов; 2) выявление баритовых залежей; 3) разведка месторождений. Последовательность работ следующая: применение гидрохимических методов и поисков по потокам рассеяния, шлиховая съемка, почвенная металлометрия, отбор валовых проб, «искусственные» шлихи из неглубоких скважин, изучение первичных ореолов, геофизические исследования, бурение и горные работы. Поиски по потокам рассеяния могут проводиться различными методами: шлиховым, лито- и гидрогеохимическим.

В связи с достаточно хорошей геологической изученностью основных горнорудных районов поисковые съемки проводят в масштабах 1 : 50 000—1 : 25 000. При этом исследование потоков рассеяния осуществляется с детальностью, приведенной в табл. 1. Шлиховый метод в связи с устойчивостью барита в гипергенных условиях может применяться в комплексе с литохимией.

Для выявления барита в минералогических пробах можно применять химические методы. Шлиховая проба нагревается в насыщенном растворе Na_2CO_3 , затем раствор карбоната сливают и образец нагревают в 4—5%-ном растворе щелочного бихромата (например, $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$). На поверхности зерен барита образуется пленка BaCrO_4 , имеющая характерную желтую окраску. Реакция селективна, так как минералы, дающие в этих условиях желтые нерастворимые хроматы, обычно не встречаются. Метод позволяет оценить большую партию проб, что имеет особо важное значение при анализе шлихов.

При локализации месторождений на глубине, но в пределах воздействия подземных вод целесообразно применять гидрохимическую съемку. Индивидуальные особенности рудных зон и местные условия обуславливают возможность сочетания различных методов.

При поисках собственно баритовых месторождений при гидрохимических поисках основное внимание уделяют выявлению ореолов F, Cl, S, As, Mo, а при выявлении полиметаллических, медных и других месторождений, содержащих сульфиды, определяют цинк, свинец, медь (анализируются отдельно или совместно в виде суммы металлов), а также выщелачиваемые элементы — сульфат-ион, мышьяк. В пробах донных осадков также определяют перечисленные элементы. В результате исследований потоков рассеяния и обобщения всей суммы данных выделяют конкретные площади, в пределах которых проводят литогеохимическую съемку по вторичным ореолам рассеяния.

Методика выявления вторичных ореолов рассеяния на баритовых месторождениях аналогична поискам месторождений флюорита и определяется степенью обогащенности, а также мощностью и характером рыхлых образований.

Для обнаружения вторичных геохимических аномалий опробуют элювиально-делювиальные отложения по профилям, ориентированным вкрест простирания структур. Масштабы опробования

(1:50 000 и 1:25 000) обычно зависят от типа месторождения. Пробы массой 200—300 г отбирают из представительного для конкретных условий горизонта рыхлых отложений. Как правило, на площадях, покрытых продуктами выветривания местных пород, пробы берут с глубины 10—20 см, иногда 30—50 см из-под гумусового слоя. В закрытых и полужакрытых ореолах пробы отбирают из горных выработок и скважин. При этом опробуют горизонт, который по особенностям распределения индикаторов проявляет наиболее тесную связь с первоисточником гипергенных ореолов — рудными телами и коренными породами.

При интерпретации вторичных ореолов используют данные, полученные при изучении аномалий широкого круга элементов-индикаторов. Целесообразно построение мультипликативных ореолов, отличающихся от моноэлементных большей контрастностью. Если на исследуемой территории наблюдаются коренные обнажения горных пород и площади, перекрытые чехлом элювиально-делювиальных образований, опробуют и те и другие. Этим достигается выявление слабоконтрастных аномалий, а также повышение представительности геохимического опробования.

При поисках баритовых месторождений литогеохимические исследования по ореолам рассеяния можно сочетать с геофизическими методами (электро- и магниторазведка). Возможность использования в качестве индикатора баритовых месторождений позволяет изучать ореолы фтора с помощью полевых активационных методов (по γ -излучению изотопов).

При поисках слепого оруденения по данным металлометрии выделяют аномалии, представленные надрудными ореолами баритового оруденения. Для этого используют вертикальную зональность ореолов, мультипликативные показатели, а также расчеты отношений продуктивности аномалий. В пределах перспективных на слепое оруденение аномалий рекомендуется вскрытие и геохимическое опробование коренных пород. На этапе поисковых работ в пределах перспективных участков проводят геохимическое опробование коренных пород по профилям, ориентированным вкрест простирания известных или предполагаемых структур по сети 500×50 м (масштаб 1:50 000). Все отобранные при геохимических поисках пробы подвергают спектральному анализу на круг элементов-индикаторов, характерных для собственно баритового или комплексно-баритового оруденения.

Достаточно надежным критерием определения типа баритовой минерализации являются значения средних содержаний элементов-индикаторов в геохимических аномалиях. Критериями для разбраковки аномалий на продуктивные и неперспективные являются их комплексность, величины содержаний элементов, контрастность, неравномерность распределения. Последняя выражается в сочетании зон привноса и выноса, а также в величинах дисперсии.

На стадии детального изучения месторождений в масштабе 1:10 000 с целью прослеживания баритового оруденения, оконтуривания жильных тел и определения элементов залегания приме-

няется электропрофилирование по сети 100×10 м. Содержание бария в породах, вскрываемых буровыми скважинами, можно фиксировать гамма-методом, что позволяет уменьшить объем и сроки выполнения анализов.

При поисках слепого оруденения при интерпретации геохимических исследований особое внимание обращают на выявление аномалий, представленных надрудными ореолами. Для этого используют следующие приемы: а) устанавливают парные индикаторные отношения элементов-антагонистов; б) определяют коэффициент зональности и изменение мультипликативных показателей ореолов для следующих групп элементов — Ba, Sr, As, Sb, Hg, Cl, Cu, Ni, Co, V, Mo; в) рассчитывают произведения линейных продуктивностей, например $(Ba \cdot Sr \cdot As \cdot Sb) / (Cu \cdot Ni \cdot Co \cdot Mo)$; г) устанавливают коэффициенты ранговой корреляции методом «скользящего окна» между содержаниями всех элементов, образующих эндогенные ореолы; д) фиксируют температурные формы природных соединений ртути. Для надрудных зон характерна многоформность ртути с преобладанием низкотемпературных форм.

После вскрытия баритовых залежей в коренном залегании проводится их опробование. Расстояние между опробованными забоями не должно превышать 20 м. Пробы подвергают химическому анализу: BaO, SiO₂ и Fe₂O₃ определяют в собственно баритовых, кварц-баритовых, железо-баритовых, глинисто-баритовых породах. В кальцит- и флюорит-баритовых образованиях, кроме названных элементов, определяют также CO₂, CaO, CaF₂, а в сульфидно-баритовых — Pb, Zn, Ag, Cu, Mn.

Флюорит

Флюорит является одним из важнейших видов неметаллических полезных ископаемых. Образуется в широком диапазоне физико-химических условий — от высокотемпературных эндогенных до гипергенных, что обуславливает многообразие генетических и минеральных типов плавиковошпатовой минерализации. Месторождения редкоземельно-хрусталеносно-флюоритовой формации (пегматитовая группа) представлены гранитными пегматитами малых глубин, содержащими полости с кристаллами оптического флюорита. Продуктивные тела в пегматитовых полях встречаются сравнительно редко. Запасы их, как правило, невелики, но в некоторых случаях бывают значительными.

Месторождения редкоземельно-апатит-флюоритовой формации (карбонатитовая группа) относятся к новому генетическому типу промышленных источников плавикового шпата, важное значение которых установлено в последние годы.

Из месторождений грейзеновой группы самостоятельное промышленное значение имеют только те объекты апокарбонатной редкометалльно-флюоритовой формации, которые сформировались в результате наложения грейзенового процесса на карбонатные породы в связи со становлением многофазных интрузий гранитов

субщелочного аляскитового состава. Имеющие основное значение слюдисто-флюоритовые, топаз-флюоритовые и слюдисто-топаз-флюоритовые метасоматиты слагают тела неправильной или трубообразной формы, локализованные в экзоконтактных частях вблизи материнских гранитных массивов. Месторождения флюоритовой формации (гидротермальная группа) служат самым распространенным источником промышленной добычи плавикового шпата.

Промышленная ценность кварц-кальцит-флюоритового, кварц-флюоритового, кварц-барит-полиметаллически-флюоритового и сульфидно-флюоритового оруденения гораздо выше, чем других представителей минеральных типов флюоритовой формации.

Минералы и элементы-индикаторы. Элементы-индикаторы оруденения делятся на прямые и косвенные. К числу прямых относят минералы и элементы, отвечающие составу полезного ископаемого, пространственное распределение и количественные показатели которых непосредственно связаны с флюоритоносными телами. Для косвенных элементов-индикаторов такая связь не установлена.

Прямыми индикаторами редкоземельно-флюоритовой формации являются обломки и кристаллы оптического флюорита; косвенными — кристаллы кварца, фенакита, берилла, ксенотима, топаза, берtrandита, гельвина, полевого шпата, слюд, а также содержащиеся в этих минералах и плавиковом шпате химические элементы — бериллий, иттрий, церий, редкие земли.

Индикаторы редкоземельно-апатит-флюоритовой формации более разнообразны и представлены в основном продуктами поздних стадий — карбонатитов (апатит, гематит), циркон-титановой, ниобий-танталовой минерализацией, фторкарбонатами редких земель, иногда сульфидами и соответствующими им химическими элементами.

На месторождениях редкометально-флюоритовой формации индикаторами являются минералы скарново-флюоритового, слюдисто-флюоритового, топаз-флюоритового, кварц-редкометально-сульфидного парагенезисов, которые могут несколько видоизменяться на конкретных объектах. Иногда к основному прямому минералу-индикатору добавляются вольфрамит, молибденит. Косвенные минералы-индикаторы весьма разнообразны. Наиболее характерные из них — топаз, касситерит, шеелит, хризоберилл, берилл, фенакит, эвклаз, берtrandит, гельвин, висмутин, литийсодержащий мусковит, лепидомелан, циннвальдит, сидерофиллит, маргарит, серицит, пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, козалит, эфесит, диаспор, стронцианит, целестин, селлаит, гранат (гипогенные) и гипс, лимонит, геаркутит, кридит, вульфенит, пиролюзит, вад, каолинит, диксит, ярозит (гипергенные). Элементами-индикаторами оруденения служат фтор, а также бериллий, рубидий, литий, молибден, вольфрам, висмут, олово, свинец, цинк, медь, калий, натрий.

Различные соотношения во флюоритовой формации наиболее распространенных минералов кварца, кальцита и барита при по-

стоянно существенной роли плавикового шпата определяют принадлежность оруденения к кварц-флюоритовому, кварц-кальцит-флюоритовому, кварц-барит-флюоритовому или кальцит-барит-флюоритовому типам, для которых общей чертой является различное, но всегда весьма незначительное содержание рудных минералов. Среди них установлены: галенит, сфалерит, пирит, марказит, арсенопирит, гематит; кроме того, встречаются адуляр, монтмориллонит, гидрослюда, цеолиты, а из группы гипергенных — геаркустит, каолинит, галлуазит, накрит, церуссит, пиролюзит. Кроме того, иногда встречаются: в кварц-кальцит-флюоритовых месторождениях — зерна блеклых руд, молибденита, касситерита, аргентита (?); в кварц-барит-флюоритовых — манганокальцит, а среди второстепенных и редких минералов — манганит, романешит, опал; в карбонатно-барит-флюоритовых — очень редкие молибденит, азурит, вульфенит, смитсонит, церуссит.

В зонах гидротермального метаморфизма пород, вмещающих месторождения этих групп, развиты альбит, серицит, хлорит, кальцит, кварц, флюорит, иногда пирит.

В составе сульфидно-флюоритового (с кварцем, кальцитом) и кварц-барит-полиметаллически-флюоритового типов помимо жильных минералов, имеющих основное значение, существенно увеличивается содержание сульфидов (в первом типе минерализации) и барита — во втором.

Сульфидно-флюоритовая (с кварцем, кальцитом) и кварц-барит-полиметаллически-флюоритовая минерализации обычно представляют собой поздние члены группы родственных рудных формаций, по времени выделения непосредственно сменяющие собственно полиметаллические и другие близкие к ним образования, где флюорит присутствует в виде примеси.

В рудах сульфидно-флюоритового типа жильные минералы находятся в изменчивых количествах, но кварц обычно преобладает над кальцитом, а барит встречается спорадически. Иногда в количестве 5—10% отмечаются полевые шпаты. Помимо сульфидов свинца, цинка, меди и железа присутствуют арсенопирит, бурнонит, прустит, самородное серебро. В кварц-барит-полиметаллически-флюоритовом оруденении, кроме перечисленных минералов, встречаются антимонит, аргентит, магнетит, гринокит, блеклая руда, борнит, куприт, анкерит, золото, киноварь, молибденит, пираргирит, стефанит, халькозин, ильменит и др., которые могут быть зафиксированы и в составе сульфидно-флюоритовых (с кварцем, кальцитом) месторождений.

В рассматриваемых типах оруденения наиболее распространены флюоритоносные объекты, рудная составляющая которых имеет галенитовую или галенит-сфалеритовую основу. Гораздо реже основа состоит из минералов меди — блеклых руд (тетраэдрит) и халькопирита, с которыми ассоциируют галенит, арсенопирит, джемсонит, диккит, доломит, кальцит, малахит, азурит, хризоколл, пиролюзит, ковеллин, борнит, самородная медь и серебро, аурихальцит, скородит, галлуазит.

В гидротермально измененных породах месторождений сульфидно-флюоритового (с кварцем, кальцитом) и кварц-барит-полиметаллически-флюоритового типов к дорудному этапу обычно относится развитие эпидота, хлорита, серицита, реже ортоклаза. Процесс оруденения сопровождается альбитизацией, окварцеванием, флюоритизацией, карбонатизацией и пиритизацией субстрата, а послерудный этап — иногда гидрослюдизацией (иллитизация) пород.

Для всех типов оруденения флюоритовой формации прямым минералом-индикатором является флюорит, к которому в случае сульфидно-флюоритовой (с кварцем, кальцитом) и кварц-барит-полиметаллически-флюоритовой минерализаций присоединяются галенит и реже сфалерит. Если сульфиды встречаются без флюорита, они не считаются индикаторами плавиковошпатового оруденения, так как могут указывать на собственно полиметаллические проявления. Остальные минералы следует рассматривать как косвенные индикаторы оруденения соответствующих типов. Причем основное значение имеют наиболее распространенные — кварц, кальцит, барит и некоторые рудные минералы (пирит, марказит для пирит-марказит-флюоритовых месторождений; медьсодержащие минералы — для сульфидно-флюоритовых и кварц-барит-полиметаллически-флюоритовых на медной основе). Основным элементом-индикатором рассмотренных флюоритоносных формаций является фтор, роль которого возрастает для гидротермалитов. Однако даже незначительное увеличение содержания примесных минералов в рудах существенно расширяет круг индикаторных элементов, например кварц-кальцит-флюоритовых залежей.

Следует отметить, что роль индикаторов флюоритовых месторождений и проявлений играют элементы, не только дающие собственные минералы, но и присутствующие в них в виде примесей. В составе флюорита установлены марганец, хром, редкие земли цериевой и иттриевой групп, медь, свинец, цинк, бериллий, литий, германий, галлий, иттербий, серебро и др. Роль некоторых элементов может быть значительна: бериллия до 0,05—0,01%, бария 0,01%, стронция до 3%, редких земель 4—5%. Содержание калия и натрия в плавиковом шпате из месторождений флюоритовой формации достигает соответственно 0,35 и 0,087%.

Во многих флюоритах отмечены обильные газожидкие включения (редко с твердой фазой), где наряду с CO_2 присутствуют растворы солей с концентрацией 10—50 вес. %, летучие соединения и элементы (Cl, H, SiF_4 и др.).

В рудах и основных минералах постоянно присутствует ртуть. Преимущественная концентрация ее отмечена в барите, блеклых рудах, сфалерите и галените. Во флюорите она присутствует в наиболее низкотемпературных хлоридной и фторидной формах. Нами унифицированы группы элементов-индикаторов, типичные для каждого вида оруденения флюоритовой формации (табл. 10).

По мере усложнения состава рудных тел возрастает число индикаторных элементов, причем некоторые из них являются сквоз-

ными, но в большинстве случаев они имеют количественные различия в зависимости от типа минерализации. Это обстоятельство, а также соответствующие наборы химических элементов необходимо учитывать при поисках месторождений плавикового шпата. При проведении таких работ не следует ограничиваться анализом проб на фтор; целесообразно определять также барий, ртуть, свинец, серебро, висмут, молибден, медь, мышьяк, сурьму (для ору-

Таблица 10

Элементы-индикаторы оруденения флюоритовой формации

Тип оруденения	Индикаторы		
	прямые	косвенные	в зависимости от местных условий
Кварц-флюоритовый	F, Hg, Li, Be	Yb	Mo, W, Ti
Кальцит-барит-флюоритовый	F, Ba, Hg	Pb, Mo, Ag, Bi, Sr	P
Кварц-кальцит-флюоритовый	F, Ba, Pb, Hg, Mo, Y, Be, Ag	Zn, Sr, La, Li, Yb	Cu, Zr, As
Кварц-барит-полиметаллически-флюоритовый	F, Pb, Ba, Hg, Cu, Zn, Ag	Bi, Mo, Sn, Sb, Sr, Be	W, Li, Y, Yb, Mn, Ti, P, N
Сульфидно-флюоритовый			
на галенит-сфалеритовой основе	F, Pb, Cu, Zn, Hg, Ag	Ba, Sn	Mo, Bi, Cr, Be
на пирит-марказитовой основе	F, Mo, As		
на медной (с висмутом) основе	F, Cu, Bi, Ag, Hg	Pb, Zn, As	

денения флюоритовой формации), а также те элементы, которые геохимически характеризуют месторождения фтористого кальция других типов.

Предпосылки применения геохимических методов поисков.

О возможности применения геохимических методов для поисков месторождений флюорита свидетельствуют опытно-экспериментальные работы в различных районах СССР.

При поисках по вторичным ореолам открыты многие флюоритоносные объекты в Казахстане, Средней Азии, Забайкалье.

Редкометалльно-флюоритовый апокарбонатно-грейзеновый тип оруденения и связанные с ним вторичные геохимические аномалии разнообразны по составу и отчетливо фиксируются в рыхлых отложениях мощностью до 5 м. Наиболее широкие ореолы (до 200×100 м) дает фтор, концентрация которого достигает 30%. Зона накопления этого элемента почти всегда характеризуется повышенным содержанием бериллия. Помимо фтора и бериллия с редкометалльно-флюоритовыми метасоматитами иногда совпадают

сравнительно небольшие ореолы никеля, которые отсутствуют в рыхлых отложениях на площадях со скарнами и гранитами.

Кварц-кальцит-флюоритовый тип оруденения, представленный крупными плащеобразными залежами, характеризуется широко распространенными аномалиями фтора в рыхлых отложениях. Некоторые из них достигают 3 км², а в самих ореолах содержание фтора обычно колеблется от 0,2 до 0,5% и более. Столь крупные масштабы аномалий объясняются сближенным расположением протяженных и мощных промышленно-флюоритоносных залежей, а также общей зараженностью плавиковым шпатом пород рудных полей. Часть ореолов приурочена к зонам, где зафиксированы флюоритоносные тела (на глубине от 40 до 200 м). Плавиково-шпатовая минерализация сопровождается также локальными вторичными ореолами с аномальными содержаниями (в %): свинца 0,005, цинка 0,015, меди 0,0004, молибдена 0,004, бора 0,001, ванадия 0,002, олова 0,0005, бериллия 0,05.

В рыхлых отложениях на жильном кварц-барит-полиметаллически-флюоритовом месторождении выявлены вторичные ореолы фтора, свинца, цинка, меди, молибдена, олова и бериллия, ширина которых для пяти первых элементов изменяется от 100 до 180 м, а для двух последних — от 60 до 80 м. Максимальные концентрации элементов в геохимических аномалиях достигают (в %): фтора 10; свинца 0,3; цинка 0,15; меди 0,03; молибдена 0,004; олова 0,007; бериллия 0,002. При мощности пролювиально-делювиальных образований свыше 3 м вторичные ореолы в районе рудных тел не обнаруживаются. Подавляющее большинство кварц-флюоритовых и близких по составу месторождений, залегающих в самых разнообразных породах, сопровождается вторичными ореолами фтора. По длине они обычно составляют сотни, а по ширине — десятки метров, хотя в некоторых случаях имеют и более значительные размеры. В падах подобные ореолы частично могут быть выведены на поверхность, образуя «медальоны», играющие важную поисковую роль.

Рудные тела фиксируются контрастными ореолами фтора, причем сами аномалии в рыхлых породах расположены непосредственно на участках развития кварц-флюоритовых жил и вытянуты в направлении, совпадающем с ориентировкой разрывных структур.

Опытно-методическими работами на одном из кварц-флюоритовых с примесью сульфидов месторождений в рыхлых отложениях оконтурена комплексная аномалия свинца, меди, цинка, серебра, молибдена, мышьяка и висмута. Примечательна ее строгая приуроченность к участку развития кварц-флюоритовой минерализации, за исключением ореолов Си и Вi, хотя сами зоны накопления свинца, цинка, молибдена, мышьяка и серебра иногда заметно различаются по размерам, контрастности, пространственному положению.

Подтвердив в ряде районов высокую эффективность литогеохимических поисков по вторичным ореолам, исследования последних

лет позволили отметить и некоторые негативные стороны этого метода. Наряду с орелами, совмещенными в пространстве с рудными телами и зонами, известны вторичные геохимические аномалии, источник которых неясен. Сами же вторичные ореолы по сравнению с первичными менее контрастны, более расплывчаты и широки. Кроме того, они почти всегда смещены вниз по склону от коренных источников. Так, на одном из месторождений, где выявлена большая группа ореолов с содержаниями фтора от 0,1 до 1,0% и протяженностью в сотни метров при ширине в десятки метров, нет четкой приуроченности геохимических аномалий к плавленковошпатовым телам. Лишь небольшая их часть приближенно увязывается с вскрытыми жилами и минерализованными зонами дробления. В процессе работ наблюдались также случаи, когда последовательная детализация геохимических аномалий не приводила к выявлению эпицентров оруденения и воспроизводила лишь фрагменты первоначальных слабых ореолов. Иногда было трудно отличить истинные геохимические аномалии над рудными телами от ложных.

Послойное опробование склоновых отложений показало, что вторичные ореолы фтора, обусловленные кварц-флюоритовыми жилами мощностью 3,0—6,0 м с содержанием CaF_2 от 20 до 60%, в большинстве случаев развиваются по закрытому типу и на поверхности дают слабые аномалии ограниченных размеров [31]. Они смещены на 70—150 м, наиболее контрастны на глубине от 0,5 до 1,0 м. Перемешивание материала при движении иногда выводит ореолы на поверхность. Кроме того, в обводненных солифлюкционных отложениях типично солевое надстраивание ореолов легкоподвижных элементов, способствующее формированию открытых геохимических аномалий.

На сильно эродированных степных склонах в случае слабоустойчивых рудных тел можно зафиксировать открытые шлейфообразные ореолы фтора. Сами гипергенные аномалии (механические, солевые и смешанные) имеют различное поисковое значение. Основными являются механические ореолы, образующиеся в результате дезинтеграции обломочного материала (жильных и прожилково-вкрапленных флюоритовых образований). Распределение этих ореолов ограничено в основном положительными формами рельефа, а достаточная крутизна склонов в горных районах обеспечивает гравитационную миграцию обломков от мест расположения плавленковошпатовых тел.

При низкогорном и холмистом рельефе степных районов механические ореолы имеют локальное распространение и на выположенных пространствах, где мощность рыхлых отложений достигает многих метров, не проявляются вообще.

В связи с быстрым разрушением флюорита до мелких фракций (0,5—0,1 мм) при обследовании широких площадей ограничена возможность применения минералогических методов поисков. Однако их эффективность возрастает при крупномасштабных поисковых работах в пределах перспективных участков. Присутствие много-

численных зерен флюорита в шлихах указывает на близкое расположение их коренного источника.

Флюорит мономинеральных плавиновошпатовых жил разрушается интенсивнее, чем в кварцевых и кварц-баритовых. Это обстоятельство определяет различия в интенсивности и контрастности вторичных ореолов и потоков рассеяния фтора и сопутствующих ему элементов.

Широко распространенные солевые ореолы, отражающие, в частности, степень абсорбции рыхлыми породами соединений фтора, приурочены, как правило, к пониженным участкам рельефа — долинам рек и падям, где могут достигать высокой контрастности (до 20% фтора). Среди этих аномалий нередко встречаются ложные.

Учет солевых ореолов восходящей миграции на дефлюкционных склонах может иметь существенное значение для совершенствования геохимических методов поисков. При крупномасштабных работах для выделения аномалий фтора в рыхлом чехле мощностью до 3 м можно применять нейтронно-активационный метод. Этот метод позволяет измерять содержание фтора в разрезах скважин, горных выработок, в штучных и порошковых пробах. С его помощью можно однозначно выделять рудоконтролирующие структуры среди большого числа разрывных нарушений и оперативно производить их проверку горно-буровыми работами.

Применение гидрогеохимического, биогеохимического и особенно геоботанического методов для поисков месторождений флюорита на практике во многом еще носит опытный характер. Возможность применения гидрогеохимии для поисков флюоритовой минерализации обусловлена тем, что в водах, омывающих месторождения и рудопроявления, содержание фтора возрастает во много раз. Так, например, грунтовые воды из трещинной зоны в гранитах, вмещающих кварц-флюоритовые жилы, содержат до 7,5 мг/л фтора, существенно превышая по фтороносности аналогичные воды месторождений других типов. Вместе с тем большое значение имеют гидродинамические условия района поисков, так как интенсивная поверхностная циркуляция может привести к исключительно низким концентрациям фтора.

На эффективность метода существенно влияет и геологическое строение района, во многом определяющее химизм подводных вод, их генезис и режим. Все это свидетельствует о том, что предварительный сбор информации о литологоструктурной обстановке, составе и динамике вод обязателен для принятия правильного решения о возможности использования гидрогеохимического метода поисков флюоритового оруденения.

Согласно данным Тодорова и др. (1972 г.), для поисков месторождений флюоритов в Болгарии целесообразно применять гидрогеохимию только на участках развития щелочных пород, где воды характеризуются повышенными концентрациями натрия и обеднены кальцием. В районах, сложенных преимущественно осадочны-

ми и кислыми магматическими породами, этот метод, по заключению авторов, малоэффективен. Наоборот, в Чехословакии гидрогеохимию с количественным определением фтора, свинца, цинка, бария, меди и других компонентов используют для поисков флюорит-баритовых руд, что уже привело к открытию промышленного месторождения в Железных горах. Результаты исследований на площади Медок (Канада, шт. Онтарио), где известны жилы аналогичного состава, показали, что рассеяние фтора в грунтовых водах хорошо очерчивает положение минерализованных тел. На флюоритоносных объектах Забайкалья также установлены гидрогеохимические ореолы фтора, иногда достигающие нескольких сотен метров. Так, в подмерзлотных водах аномалия, соответствующая одному из месторождений достигает 1,5 км, а ее интенсивность 2,2% [31].

По сравнению с трещинными водами поверхностные воды, где содержание фтора находится в пределах 0,2—0,23 мг/л, обладают малой разрешающей способностью при поисках плавиковошпатового оруденения. Я. Д. Федоренко считает, что фоновые значения фтора в поверхностных водах Забайкалья не превышают 1 мг/г. Согласно другим исследователям, во флюоритоносных районах той же провинции подземные воды содержат фтор от 2 до 7,4 мг/л, а на безрудных площадях — от 0,1 до 0,9 мг/л. В водах небольших рек, берущих начало в тех же флюоритоносных районах, повышенное содержание фтора (0,8 мг/л) отмечено на всем их протяжении, а в местах впадения мелких ручьев оно достигает 1,1 мг/л, если эти ручьи пересекали площади флюоритовых месторождений.

Известный интерес представляют пока еще единичные данные, свидетельствующие о возможности оконтуривания аномалий фтора по результатам анализа наледей, образующихся в местах выхода подземных вод, приуроченных к тектоническим зонам. При исследовании льда из участков флюоритовых месторождений установлено содержание в них 1,2—1,6 мг/л фтора при фоновых его значениях 0,4 мг/л. Вероятно, целесообразно в засушливых районах отбирать пробы из наледей зимой.

У многих растений обнаружены физиологические барьеры по отношению к высоким концентрациям фтора в почвах. Тем не менее, проведенные исследования показали возможность использования биогеохимии для поисков по закрытым ореолам. На отвалах кварц-флюоритовых руд особое внимание привлекает кровельная скерда, у которой на других участках морфологические изменения менее значительны; водосбор мелкоцветный из семейства лютиковых хорошо контролируется зонами гидротермального изменения пород [31]. Область распространения водосбора не превышает 20 м вверх и 60 м вниз по склону. В семи видах растений изучаемого района фтор над рудными телами и аргиллизированными зонами накапливается в 2—3 раза больше (0,06%), чем на безрудных участках.

Если склоновые отложения имеют мощность до 8 м, биогеохимическое опробование обычно эффективнее поверхностной литогео-

химической съемки. Обычные содержания фтора в золе растений составляют $(10-50) \cdot 10^{-4}\%$ при максимальных $600 \cdot 10^{-4}\%$, а наиболее высокая контрастность 15. Фтор из флюорита растения усваивают интенсивнее, чем из амфиболов и слюд. Согласно А. Л. Ковалевскому, кора березы плосколистной и сосны имеет относительно высокие предельные (барьерные) концентрации фтора в золе, достигающие соответственно 10 и 6% при фоновых значениях 0,06—0,08 и 0,02—0,03%. Содержание фтора в коре березы и сосны не зависит от высоты взятия пробы с деревьев (в интервале от 0,5 до 15 м) и ориентировки относительно сторон света. Отметим, однако, что в наружном слое коры сосны концентрация фтора над рудными телами была в 3 раза больше, чем во внутреннем слое.

Глубинность биогеохимического метода определяется мощностью наносов, длиной корневой системы растений, уровнем залегания грунтовых вод. Как показал В. В. Поликарпочкин, корневая сеть у деревьев и кустарников (Забайкалье) может проникать на глубину до 5 м, в редких случаях — до 10 м; средние данные для деревьев составляют 3—5 м, для кустарников 2—3 м, для травостоя до 1,5 м. При мощности наносов 2—4 м корневая система пронизывает их густой сетью и проникает в коренные породы и руды. Биогеохимические ореолы носят характер локальных надрудных или слабо смещенных. При глубине наносов 5—15 м корневая система не соприкасается с коренными породами и рудами. В этом случае растения, усваивая преимущественно солевые растворы, формируют менее локальные и контрастные биогеохимические аномалии. Предполагается, что максимальная глубина аллохтонного покрова, в том числе и склонового типа, лимитирующая применение биогеохимических поисков, колеблется от 20 до 50 м в степных и пустынных районах, от 10 до 30 м в лесных зонах с гумидным климатом и от 3 до 10 м в районах с многолетней мерзлотой. Эта методика применима для выявления части погребенных месторождений.

Вокруг флюоритовых минерализаций различного генетического типа развиваются первичные ореолы. На проявлениях редкоземельно-хрусталеносно-флюоритовой формации отмечены отрицательные ореолы фтора, облекающие продуктивные камерные пегматиты в гранитах. Аномалии в плане имеют в основном кольцевое строение и обычно сопровождают пегматитовые тела. Внешняя часть ореола фтора — собственно отрицательная аномалия, располагающаяся между внутренним максимумом и окружающим фоном. Накопление фтора в отдельных зонах пегматита (в письменном граните до 0,03% и в полевошпатовой зоне до 0,09%) свидетельствует о неоднородности геохимического поля этого элемента над продуктивным телом. Величина ореола зависит от размера и формы пегматита, при параметрах 15×20 м аномалия фтора фиксируется на расстоянии до 100 м от продуктивного тела. Само же оно по отрицательным ореолам фтора может быть обнаружено на глубине от 10 до 80 м.

Апокарбонатно-грейзеновое редкометалльно-флюоритовое оруденение сопровождается ореолами фтора, бериллия и слабо выраженными аномалиями хрома, титана, марганца, никеля, лития и др. По размерам ореолы фтора существенно превышают ореолы других элементов в коренных породах. Не менее ярко аномалии фтора выражены на контактах известняков с гранит-порфирами и кварц-вольфрамитовыми жилами, сопровождаемыми грейзенизацией пород. Отмечена контрастность значительных абсолютных и относительных (по отношению к фоновому 0,1%) содержаний.

Таблица 11

Показатели зональности (по О. С. Ключеву, 1976 г.)

Индикаторные отношения	Уровень первичных ореолов		
	надрудный	рудный	подрудный
$Li \cdot Pb / Zn^2$	$n \cdot 100$	n	$n \cdot 0,001$
$F \cdot Pb / Zn^2$	$n \cdot 100$	$n \cdot 100$	$n \cdot 10$

Хорошая корреляция между фтором и бериллием наблюдается в зонах влияния редкометалльно-флюоритового оруденения. В то же время обращает внимание повышенное количество никеля и полное отсутствие ореолов висмута, свинца, цинка, меди, мышьяка и серебра около апокарбонатных метасоматитов, в отличие от редкометалльно-флюоритовой минерализации, наложенной на гранит-порфиры и скарны.

На одном апокарбонатно-грейзеновом месторождении редкометалльно-топаз-флюоритового состава Г. Ю. Коломенский установил геохимическую зональность: (снизу вверх) — $TR \rightarrow Mo + Be_1 + Sn \rightarrow Mo + Sn \rightarrow Be_2 \rightarrow Cu + Pb + Zn$ и (с запада на восток) — $Cu + Pb + Zn \rightarrow Be_2 \rightarrow W + Bi \rightarrow Mo + Sn$.

Для редкометалльно-флюоритовых (с аксессуарным бериллием) рудопроявлений в грейзенизированных известняках типичен такой ряд зональности: $Cu \rightarrow Pb \rightarrow Li \rightarrow F \rightarrow B \rightarrow Be \rightarrow Mo \rightarrow Zn$. Индикаторные отношения — показатели зональности, свойственные различным уровням первичных ореолов на рудопроявлениях, приведены в табл. 11.

Отмеченные устойчивые ассоциации элементов, ряды горизонтальной и вертикальной зональности, индикаторные отношения и их значения следует учитывать как при расширении известных полей с оруденением редкометалльно-флюоритовой формации, так и при поисках и оценке месторождений в новых районах.

Типичным примером кварц-кальцит-флюоритового оруденения, сформировавшегося при значительном участии процессов фторного метасоматоза, является месторождение, на котором (по данным автора, а также Л. С. Пузанова и М. А. Зубова) выделяются

положительные аномалии фтора, бария, молибдена, свинца, цинка, серебра, мышьяка, иттрия, иттербия и стронция, а также отрицательные, образуемые элементами щелочнометальной группы (калий и натрий) и группы железа (марганец, титан, хром). Отрицательные первичные аномалии обусловлены выносом из зон гидротермального изменения отмеченных элементов, ранее присутствующих во вмещающих породах в количествах, превышающих их концентрацию в минералообразующих фтороносных растворах.

Пониженные содержания калия и натрия отчетливо проявлены в зоне интенсивного развития кислотного выщелачивания субстрата, где наиболее развиты процессы окварцевания и флюоритизации пород. В зоне выщелачивания отчетливо выделяется отрицательный ореол, образованный марганцем, титаном и хромом, вследствие разрушения минералов терригенной толщи. Общими особенностями отрицательных ореолов элементов являются незначительные их размеры (несколько бóльшие для ореолов щелочных элементов), тесная связь с рудным телом и основным раствороподводящим каналом, а также развитие их в надрудной толще при практически полном отсутствии в подстилающих карбонатных породах. При этом контрастность ореола щелочной группы металлов выражена сильнее, чем аномалии элементов группы железа, при содержании калия и натрия, составляющем 0,01—0,1%, а марганца, титана, хрома — до $1 \cdot 10^{-5}\%$. Ореолы фтора, связанные с весьма протяженными жилами кварц-флюоритового типа, сопоставимы с зонами гидротермального изменения пород.

На участках одной из флюоритоносных зон Средней Азии установлены первичные ореолы фтора, бериллия, молибдена, мышьяка, сурьмы и вольфрама. Будучи оконтуренными по минимально аномальным значениям, они обычно не выходят за пределы распространения околорудных измененных пород. В отличие от фтора, ореолы бериллия, молибдена, сурьмы и мышьяка, вероятно, обусловлены распылением роговикового кварца, содержащего эти элементы в повышенном количестве. Флюоритовая жила протягивается на 1 км и сопровождается повышенными содержаниями в боковых породах фтора, молибдена, мышьяка и сурьмы [6]. Последние три элемента сконцентрированы главным образом в пирите. Фтор дает сильно повышенные концентрации, но резко убывает при удалении от жильного тела. Его ореол обычно составляет 4 м, но в местах разветвления жилы увеличивается до 12 м. Фтор, являясь весьма подвижным компонентом рудообразующих растворов, способен образовывать ореолы, где его заметное присутствие фиксируется на расстоянии сотен метров по вертикали от продуктивных залежей. Сам факт проявления первичных ореолов в установленных масштабах и формах создает благоприятные возможности для их использования при поисках и оценке месторождений флюорита разных рудноформационных типов.

В составе рудных зон флюоритовой формации наблюдается закономерное распределение последовательно выделявшихся минеральных парагенезисов, которое определяет вертикальную зональ-

ность оруденения. Из находящихся на одном гипсометрическом уровне флюоритоносных жил более предпочтительны те, которые характеризуются зональностью, обусловленной отложением вещества в процессе неоднократного приоткрывания локализирующих структур.

На кальцит-барит-флюоритовых месторождениях Средней Азии отмечена смена кварц-кальцитового состава на кальцит-флюоритовый по простиранию жил и накопление барита в верхних рудных горизонтах с уменьшением его содержания вплоть до практически

Таблица 12

Схема вертикальной зональности первичных ореолов
(по Г. И. Тупицину и др., 1977 г.)

Зона	Мощность, м	Характерные элементы*
Верхняя	Не установлена	As, Mo
Надрудная	50—60	F, As, Be, W, Sb, Mo
Рудная	150—200	F, As, W, Be, Sb, Mo
Подрудная	40—50	F, As, Sb, W, Mo
Нижняя	Не установлена	As, Sb, W, Mo

* Полу жирным шрифтом выделены элементы, которые могут взаимно заменяться.

полного исчезновения в нижних горизонтах. Закономерные изменения состава от одного фланга кварц-флюоритовых жил к другому отмечено на месторождениях Забайкалья. В том же регионе для аналогичных по составу рудных тел А. П. Котов и др. выделяют три вертикальные зоны, из которых верхняя содержит флюорит, барит, каолинит, диккит, кварц и гидроокислы железа, нижняя — кварц, пирит, гидрослюда и карбонаты, а средняя зона имеет промежуточный состав. Нередко протяженность жил по падению и простиранию, а также распространение оруденения на глубину в общем случае пропорциональны длине рудных столбов и содержанию в них флюорита (по данным с поверхности).

Не менее контрастно проявлена вертикальная зональность и на других типах флюоритовых месторождений, причем она может быть прямой, обратной и комбинированной. Разнообразие видов вертикальной зональности осложняет оценку перспектив оруденения на глубину и требует проведения горно-буровых работ для ее конкретизации.

Сведения о вертикальной зональности ореолов жильного кварц-флюоритового оруденения приведены в табл. 12.

По данным С. А. Доморяд, кварц-флюоритовое оруденение в этом же регионе, связанное с кварц-барит-полиметаллически-флюоритовым и другими металлоносными комплексами, характеризуется не очень четкой вертикальной зональностью: F←Be←Li←W,

где (справа налево) возрастает избирательная способность элементов накапливаться в верхних горизонтах и во флангах рудоносных потоков. Величина показателя зональности $F \cdot Bi / Li \cdot W$ для уровней эрозионного среза рудных тел и зон следующая: верхние горизонты $n \cdot 10^2 \div n \cdot 10^3$, средние горизонты $n \cdot 10^0 \div n \cdot 10$, нижние горизонты $n \cdot 10^{-1} \div n \cdot 10^0$.

Для кварц-барит-полиметаллически-флюоритовых месторождений характерна следующая зональность: $Sr \leftarrow Ba \leftarrow Ag \leftarrow F \leftarrow Pb \leftarrow Be \leftarrow Bi \leftarrow Li \leftarrow W$. В надрудных и верхнерудных горизонтах преимущественно накапливаются стронций и барий, в средних и нижних — серебро, фтор, свинец, висмут и бериллий, в нижнерудных и подрудных — литий и вольфрам. Снизу вверх увеличивается показатель зональности ореольного пространства (отношение линейных продуктивностей $(Ba^2 \cdot Sr) / (F \cdot Li \cdot Be)$ от $n \cdot 10^{-4}$ до $n \cdot 10^{-1}$. В обратном направлении возрастает концентрация вольфрама.

М. А. Зубов приводит следующие ряды химических элементов-индикаторов первичных ореолов одного из кварц-кальцит-флюоритового месторождений:

в целом: $F \leftarrow Ag \leftarrow Ba \leftarrow Bi \leftarrow B \leftarrow Li \leftarrow La \leftarrow P \leftarrow Zn \leftarrow Be \leftarrow Sr \leftarrow W \leftarrow Pb \leftarrow Ni \leftarrow Ga \leftarrow As \leftarrow Co \leftarrow Mo \leftarrow Sn \leftarrow So \leftarrow Cu \leftarrow Yb \leftarrow Y \leftarrow Ge$
надрудный: $F \leftarrow Ag \leftarrow As \leftarrow Sr \leftarrow Ba \leftarrow Co \leftarrow Pb \leftarrow Mo \leftarrow Cu \leftarrow Zn \leftarrow Ni \leftarrow Sn \leftarrow Be$
рудный (верхняя часть): $F \leftarrow Sn \leftarrow Zn \leftarrow Pb \leftarrow Mo \leftarrow Co \leftarrow Cu \leftarrow Ba \leftarrow Sr \leftarrow Ag \leftarrow Be \leftarrow Ni \leftarrow As$
рудный (центральная часть): $F \leftarrow Co \leftarrow Mo \leftarrow Pb \leftarrow Cu \leftarrow Ni \leftarrow Sn \leftarrow Ba \leftarrow Zn \leftarrow Sr \leftarrow Ag \leftarrow Be \leftarrow As$
подрудный: $F \leftarrow Sn \leftarrow Be \leftarrow Co \leftarrow Mo \leftarrow Pb \leftarrow Zn \leftarrow Sr \leftarrow Ni \leftarrow Ba \leftarrow Cu \leftarrow Ag \leftarrow As$.

Эти ряды, упорядоченные по преобладанию одного элемента над другим по величине относительного содержания или продуктивности, отражают степень накопления главных ореолообразующих компонентов в аномальных сечениях (зональность) и позволяют оценивать эрозионный срез геохимических аномалий.

Методика работ. Литогеохимические поиски по вторичным ореолам фтора и сопутствующим ему элементам можно широко применять на полузакрытых площадях флюоритоносных провинций. В них коренные породы перекрыты элювиально-делювиальными отложениями, в которых сохраняются вторичные ореолы элементов, образованные в результате разрушения рудных тел и облекающих их первичных геохимических аномалий. Вследствие значительных размеров некоторые гипергенные литогеохимические ореолы достаточно полно улавливаются фторометрической съемкой в масштабах 1 : 50 000 — 1 : 10 000. При мощности рыхлых отложений 2—4 м рекомендуют следующую сеть опробования 100×20 — 100×10 м.

Оптимальные результаты, как правило, были получены в тех случаях, когда мощность рыхлых отложений (за исключением принесенных издалека) на обследуемой площади не превышает 3 м. В этом случае наиболее полно сохраняется прямая связь химических элементов рудовмещающих и перекрывающих пород в условиях современного гипергенеза. При увеличении мощности отло-

жений такая связь ослабевает и при 6—10 м и более практически утрачивается совсем. Например, в Забайкалье среди рыхлых образований местного происхождения мощностью до 5 м могут возникнуть разновидности вторичных ореолов, особенности которых определяются ландшафтными условиями: 1) остаточные элювиально-делювиальные, открытые; 2) остаточные выщелоченные; 3) остаточные разубоженные; 4) остаточные сложенные; 5) остаточные (возможно ложные). При формировании ореолов на склонах важную роль играют процессы дефлюкции, солифлюкции и крипа. Нередко они приводят к появлению скрытых или слабо проявленных на поверхности вторичных аномалий, которые образуются за счет источника рудного вещества, расположенного на средних и нижних уровнях склонов. Такие ореолы могут формироваться и на участках с относительно повышенной мощностью рыхлых отложений.

В процессе опытных работ выясняют оптимальную глубину пробоотбора, которая зависит от генезиса и положения обогащенного горизонта в рыхлых отложениях: в засушливых районах со слабо развитым покровом растительности — непосредственно с поверхности или с глубины 10—20 см; в областях распространения сильно выщелоченных почв — 30—40 см и более; в районах гумидного климата 30—40 см; в аридной зоне и всех горных районах 10—20 см.

Развитие открытых диффузионных и диффузионно-дефлюкционных ореолов на положительных элементах рельефа характерно для степной зоны, где они достаточно эффективно устанавливаются при пробоотборе с небольших глубин (до 20 см); для лесной зоны свойственны закрытые и полужакрытые диффузионно-дефлюкционные ореолы, обнаруживаемые при аналогичной методике пробоотбора главным образом на водоразделах и в верхних частях склонов. То же относится к переходной лесостепной зоне, где литогеохимическая съемка обнаруживает месторождения преимущественно на водоразделах и покрытых степной растительностью склонах южной экспозиции, а на залесенных склонах северной экспозиции — только в их верхних частях. В тундре, особенностью которой является распространение закрытых и полужакрытых, но неглубоко залегающих ореолов, применимо опробование с небольшой глубины. В зонах горных тундр, подгольцовых и среднетаежных областях на мерзлотных неоподзоленных почвах пробы целесообразно отбирать из верхних горизонтов, непосредственно из-под корней растений. Последнее применимо также в умеренно сухих и сухих степях, но в южнотаежных и лесостепных ландшафтах следует опробовать иллювиальный горизонт, обычно расположенный на глубине 30—50 см.

Затруднения в применении метода наблюдаются при: а) развитии оподзоленных почв в горно-тундровой, горно-таежной и частично в лесостепной зонах; б) наличии в верхней части почвенного профиля гумусового горизонта мощностью от 10 до 40 см, характерных для южнотаежного и, в меньшей степени, лесостепного и среднетаежного ландшафтов (при опробовании оподзолен-

ного и гумусового горизонтов получают искаженные результаты, в связи с этим отбор материала для выделения гипергенных ореолов нужно производить ниже этих горизонтов приблизительно на 10 см); в) развитии на склонах положительных форм рельефа рыхлых образований с двухчленным строением профиля, обусловленным перекрытием местных отложений материалом, принесенным издалека, что также отрицательно влияет на результативность анализируемого литогеохимического метода; г) наличии заболоченных ландшафтов, формирующихся в речных долинах на мощных рыхлых отложениях, где поиски по вторичным ореолам не применимы. В районах средней и южной тайги, где отмечается довольно мощный (40—50 см) слой мха и торфа, наибольшая контрастность ореолов при опробовании почв достигается по гумусовому горизонту А.

На полузакрытых и закрытых площадях, где гипергенные ореолы ослаблены у поверхности или погребены, ведущим средством обнаружения флюоритоносных тел является глубинный отбор литогеохимических проб. На этих участках необходимо проводить послойные опробования склоновых отложений в поисковых и картировочных горных выработках, а также шпуровое и скважинное опробование. На первом этапе возможен отбор проб с относительно небольшой глубины (до 3 м) при помощи ручных пробоотборников и станков типа УПБ-25.

На перспективных площадях, благоприятных для проведения поисков флюоритового оруденения по вторичным ореолам, опробование обычно осуществляют по профилям, ориентированным вкосте простираения известных рудомещающих структур и по сети, зависящей от масштаба работ. По тем же профилям проводят контрольное опробование (3—5% от общего числа проб). В пробы массой 200—300 г из представительного горизонта отбирают обычно мелкую фракцию ($-0,2$ мм), которую после истирания направляют на химический анализ. Н. Н. Сочеванов и др. рекомендуют в районах аридной зоны, перекрытых лёссовидными отложениями, отбирать в пробу фракцию 1—3 мм, поскольку в ней более повышено содержание рудных элементов, чем в мелкой (0,25—0,1 мм) и тонкой ($<0,75$ мм) фракциях.

В оценке вторичных ореолов, которые обычно в значительном количестве выделяются при поисковых литогеохимических работах на флюоритоносных территориях, есть своя специфика. К особо трудным для оценки относятся закрытые и погребенные вторичные ореолы, развитые в районах со сложным строением мощного рыхлого покрова, включающего принесенные издалека осадочные образования. Изучение таких ореолов предусматривает проведение буровых работ. К более легким случаям относятся те, когда природная обстановка позволяет проводить на флюоритоносных участках литогеохимические поиски по рыхлым и коренным породам.

Исследования сопровождаются составлением фторометрических карт с фиксацией первичных и вторичных ореолов. Их взаимосвязка с учетом контрастности, размеров, положения в геологиче-

ской ситуации позволяет более объективно выделить перспективные ореолы и наметить очередность их оценки. При этом учитывается, что вторичные геохимические аномалии достаточно четко отражают строение эндогенных ореолов, но в значительно сглаженной форме и без смещения, если местность имеет горизонтальную поверхность, а рудное тело — крутое падение. В иных случаях имеет место смещение вторичных аномалий по отношению к их коренным источникам на расстояние, зависящее от миграционной способности элементов, сложности и степени наклона рельефа, протяженности склонов, мощности перекрывающих рыхлых пород, размеров и числа разрушающихся рудных образований и т. п.

При крутом падении рудного тела величина смещения S может быть определена по формуле, предложенной А. П. Солововым [14]:

$$S_{\alpha} = Ah^2 \sin \alpha,$$

где A — параметр, зависящий от местных условий; h — мощность элювиально-делювиальных отложений; α — угол наклона поверхности склона. В случаях пологого падения рудных тел вторичный ореол смещается по восстанию этого тела на величину $S_{\beta} = Bh \times \times \text{ctg} \alpha$ (где B — коэффициент, зависящий от изменения пород при выветривании; β — угол падения рудного тела). Общее смещение ореола от проекции жилы на поверхность определится геометрической суммой $S_{\alpha} + S_{\beta}$. Смещения вторичных ореолов можно определить, используя зависимость (для склонов с углами 8° и выше), установленную М. С. Солодянкиным

$$l = m \cdot \text{tg} \left(90 - \frac{\alpha}{2} \right),$$

где l — величина смещения; m — мощность наносов и α — угол наклона склона.

Разбраковка аномалий фтора и сопутствующих ему элементов должна сопровождаться выяснением природы ореолов. Учитываются следующие (для районов Забайкалья) признаки:

1) над породами типа гранодиорито-гнейсов вторичные ореолы имеют значительное пространственное распространение, равномерное и выдержанное распределение концентраций фтора порядка 0,1—0,3% и повышенное содержание фосфора;

2) содержания фтора над массивами гранитов не превышают 0,01—0,1% и распространены на широких площадях, ограниченных контурами интрузий;

3) для полей пегматитов, грейzenов и других высокотемпературных образований характерны концентрации фтора 0,01—0,3% при весьма неравномерном его распределении в ореолах, сопровождающееся другими обычными для этих эндогенных продуктов химическими элементами;

4) ореолы над рудными месторождениями отличаются незначительной контрастностью фтора (0,01—1%) и ассоциацией его с повышенным содержанием других рудных элементов;

5) ложные геохимические аномалии фтора, связанные с его вторичной аккумуляцией, формируются в пониженных участках рельефа, долинах и замкнутых котловинах;

6) перспективные на плавиковый шпат ореолы характеризуются незначительными размерами (сотни метров — 1 км), но высокими концентрациями фтора (0,1—10%).

По сравнению с ореолами фтора более надежно выделяются в элювиально-делювиальных отложениях аномалии флюорита. Последний, как неустойчивый в механическом отношении минерал, не всегда образует обломочные скопления значительных размеров. Тем не менее он может быть выявлен в мелкораздробленном состоянии, а область его распространения оконтурена с помощью термолюминесцентного метода, позволяющего определить содержания флюорита в пределах 0,02—10,0%.

Таблица 13

Оценочные признаки вторичных ореолов

Очередность оценки	Отношение флюорита к кварцу	Контрастность аномалий фтора	Ширина ореола, м	Термолюминесценция	Содержание фтора, %
I	1	$C_{\text{ф}} - 3\sigma$	Более 20	Интенсивная	2 и более
II	1	$C_{\text{ф}} - 3\sigma$	20	.	1—2
III	1	$C_{\text{ф}} - 2\sigma$	Менее 20	Без свечения	1
IV	0		До 10		До 0,5

Примечание. Пробы, не дающие свечения, изучают под микроскопом, так как некоторые флюориты не светятся; $C_{\text{ф}}$ — фоновое содержание фтора.

По мнению М. С. Солодянкина, оценку вторичных литогеохимических аномалий можно проводить по совокупности следующих признаков: а) количественному отношению зерен кварца и флюорита в крупных фракциях (—1 мм), отобранных в пределах ореола; б) контрастности аномалий; в) ширине ореола при наличии в нем зерен флюорита и кварца и мощности наносов порядка 2 м; г) результатам термолюминесцентного анализа; д) данным химического анализа на фтор. В зависимости от набора этих признаков вторичные ореолы подразделяются на группы по очередности их оценки горными работами (табл. 13).

Если причина происхождения вторичных геохимических аномалий не ясна, целесообразна повторная литогеохимическая съемка участка на этапе более детальных работ с целью выяснения воспроизводимости ореолов. Для получения более надежных результатов выделяют вторичные аномалии по отношению фтора к фосфору.

Существенную помощь при разбраковке ореолов оказывает количественная оценка прогнозных запасов флюоритового сырья. Расчеты выполняют по данным изучения вторичных ореолов фто-

ра, оконтуренным в результате детальных фторометрических съемок. Сопоставляют количество полезного компонента в ореоле, выраженного в квадратных метропроцентах, с количеством его в эрозионном срезе рудного тела, выходящего под элювиально-делювиальные отложения. Отношение этих величин, представляющее главный параметр для расчетов — коэффициент пропорциональности K , является достаточно постоянным в разнообразных геолого-геоморфологических условиях. Продуктивность ореола (в $\text{м}^2\%$) определяется по известной формуле:

$$P = \Delta x l (\sum C_x - NC_0),$$

где Δx — шаг отбора проб по профилю, м; l — расстояние между профилями, м; $\sum C_x$ — количество флюорита в ореоле, %; N — число точек наблюдений в пределах ореола; C_0 — нормальный геохимический фон на участке. Переход от квадратных метропроцентов к тоннам осуществляется по отношению $q = (P \cdot 1 \text{ м} \cdot d \cdot 10^{-2}) \text{ т}$, где q — запасы в слое мощностью 1 м; d — объемная масса; 10^{-2} — коэффициент пересчета содержания, выраженного в процентах на тонны. Прогнозные запасы в рудном теле могут быть оценены по формуле

$$Q = \frac{1}{K} qH,$$

где H — величина, принимаемая за глубину распространения оруденения, она составляет $1/2$ длины ореола при подсчете методом треугольника или $1/4$ — при использовании метода прямоугольника. Следует отметить, что все расчеты ведут исходя из предположения, что ореол образован рудным телом, имеющим кондиционные параметры мощности и содержания на поверхности.

Применяя методы прогнозной оценки запасов флюорита в коренном источнике по вторичным ореолам, необходимо соблюдать определенные требования: 1) запасы руд следует оценивать только применительно к остаточным ореолам фтора, детализированным в масштабе $1 : 10\,000$ и крупнее, в условиях, когда наличие оруденения на глубине имеет подтверждение; 2) нецелесообразен подсчет количества руд для флюоритоносных тел, представленных корневыми частями, или наоборот, слабо эродированных, ибо в первом случае запасы обычно бывают завышенными, а во втором — существенно заниженными; 3) поскольку определение запасов производят без учета кондиционных содержаний, полученная цифра должна быть уменьшена. Поправочный коэффициент вводят по аналогии с известными в районе месторождениями плавикового шпата. Если их нет, то величина запасов снижается в зависимости от размеров флюоритоносных тел: для крупных — на $10\text{—}20\%$, средних — на $30\text{—}35\%$ и мелких — на $40\text{—}50\%$. Особый интерес представляют ореолы фтора, совпадающие с геофизическими аномалиями, полученными по данным электроразведки в сочетании с магниторазведкой.

Нами систематизированы по значимости основные признаки вторичных аномалий фтора, позволяющие оценивать и предварительно разбраковывать ореолы, связанные с кварц-флюоритовым и кварц-кальцит-флюоритовым оруденением (табл. 14). В принципе эти факторы могут быть использованы для оценки вторичных ореолов месторождений флюорита других типов. Следует лишь учитывать соответствующие им наборы элементов-индикаторов, образующих комплексные геохимические аномалии, а также то обстоятельство, что крупные метасоматические тела, в особенности если они сближены, нередко формируют значительные по размерам вторичные ореолы фтора.

Таблица 14

Признаки положительной оценки вторичных ореолов фтора

1. Небольшое пространственное распространение (первые сотни метров — 1 км ²)	+
2. Удлиненная форма	+
3. Отсутствие признаков геохимических барьеров, способствующих аккумуляции фтора с формированием ложных аномалий	+
4. Повторяемость ореолов при более детальном литогеохимическом опробовании	++
5. Совпадение вторичных ореолов с первичными	++
6. Отсутствие в литогеохимических пробах повышенных количеств химических элементов, не свойственных плавиковошпатовым телам (Р, Мо, Ве и др.)	++
7. Контрастные и высокие содержания фтора (0,1—10 %)	+++
8. Наличие в литогеохимических пробах, взятых внутри ореолов, мелкообломочного флюорита	+++
9. Совмещение ореолов с разрывными нарушениями, для которых установлена роль рудолокализирующих структур	+++
10. Значительные прогнозные запасы руды в коренном источнике, рассчитанные по продуктивности ореола	+++
11. Совмещение ореолов с геофизическими аномалиями, интерпретируемыми как разрывные нарушения или зоны окварцевания	++

Примечание: число знаков «+» отражает степень качественного усиления значимости признаков.

При изучении вторичных ореолов при помощи нейтронно-активационного анализа активность определяют в одинаковых по форме закопушках; по поверхности коренных пород активацию ведут без закопушек. Густоту сети наблюдений устанавливают исходя из предполагаемых размеров ореолов фтора и необходимой детальности их исследования. Следует обращать внимание даже на слабые аномальные содержания фтора в породах, особенно в тектонических зонах заведомо флюоритоносных площадей. Если зоны накопления фтора и других индикаторных элементов узки, можно достаточно легко усилить контрастность и размеры геохимических аномалий, применив для этой цели приемы построения мультипликативных ореолов. Гидрогеохимические методы целесообразно использовать там, где имеется достаточное число источников подземных вод и поверхностных водотоков. Применение этого метода наиболее оправдано в районах, перекрытых мощными рыхлыми от-

ложениями, а также характеризующихся развитием крупноглыбового делювия, осыпей, россыпей, курумов, марей, заболоченности, где применение литогеохимических методов затруднено. Исключением составляют районы бессточных межгорных котловин с солеными озерами, где трудно выделить среди ложных аномалий те, которые связаны с оруденением.

Метод целесообразен при поисках скрытого плавиковошпатового оруденения, хотя может быть использован и для обнаружения флюоритоносных объектов, выходящих на поверхность.

Отметим, что эффективность гидрогеохимических поисков во многом зависит от природных условий районов с флюоритовой минерализацией. Этот вид поисков можно осуществить при исследованиях, выполняемых с различной детальностью. Однако он преимущественно используется при работах в масштабах 1 : 200 000—1 : 50 000, реже более детальных, особенно в комплексе с другими поисковыми методами.

Гидрогеохимический метод позволяет охватить большую площадь и выделить наиболее перспективные участки. Для выявления и оконтуривания геохимических аномалий фтора и сопутствующих ему элементов опробуют поверхностные (реки, ручьи, болота, озера) и подземные (источники, колодцы, шурфы, скважины) воды на территориях флюоритоносных провинций, узлов, полей и месторождений, а также в зонах разломов, с которыми может быть связана минерализация. В районах со слабо развитой гидросетью иногда опробуют талые воды.

При широком развитии заболоченных ландшафтов, курумников, значительных по мощности рыхлых отложений, полупустынь, а также сильноподзолистых почв следует использовать биогеохимический метод поисков, так как он может дать положительные результаты, особенно при прослеживании известных рудных тел, уходящих под наносы. Этот метод может успешно применяться, если перекрывающий чехол имеет мощность до 15 м. Наиболее эффективен он на площадях с мощностью наносов 3—10 м, в ландшафтах, характеризующихся избыточной увлажненностью или двухчленным строением делювия (присутствие в верхних частях аллохтонных отложений, где литогеохимическое опробование рыхлых пород становится безрезультатным). По эффективности лито- и биогеохимические методы соизмеримы между собой во многих ландшафтных условиях. На участках развития мощных аллювиальных отложений в долинах крупных падей биогеохимические поиски не проводят, вследствие того что травянистая луговая растительность в силу ограниченной длины ее корневой системы не позволяет с достаточной достоверностью охарактеризовать содержание химических элементов на большой глубине.

Работы проводят в два этапа: 1) апробирование и внедрение в производственную деятельность метода на примере особо перспективных площадей в пределах известных флюоритоносных полей, на продолжении рудоносных структур и на литогеохимических аномалиях фтора, связанных с продуктивными телами; 2) широкое

использование биогеохимических методов на всех площадях, где прослеживание плавиковошпатового оруденения является целесообразным. В первую очередь к ним относятся площади заболоченных ландшафтов, сильноподзолистых почв, части участков с двухчленным строением рыхлого покрова. Максимальную глубину аллохтонных отложений, в том числе склонового типа, ограничивающую применение биогеохимических поисков, следует определять в конкретных условиях опытным путем. В комплексе с другими геохимическими приемами биогеохимический метод целесообразно использовать и на тех площадях, где необходимо проведение глубинных литогеохимических поисков отбором проб рыхлых образований, и имеется растительный покров, пригодный для биогеохимического опробования.

С достаточной эффективностью биогеохимическое опробование может применяться на полузакрытых площадях, где мощность наносов составляет 3—10 м и выборочно — на закрытых (с мощностью наносов 10—15 м), а также в зимний период. Рассматриваемый метод в ряде случаев имеет ограничения, связанные: 1) с отсутствием на участках среды для опробования; 2) с наличием видов растений, проникновение корневой системы которых вглубь незначительно.

Применение биогеохимических методов для обнаружения и прослеживания флюоритоносного и другого фторсодержащего оруденения целесообразно только на залесенных площадях, в первую очередь там, где доминантами являются береза и сосна, наиболее полно концентрирующие фтор. Следует опробовать слой коры сосны с целью выделения максимально контрастных ореолов, которые очевидно должны быть интенсивнее ореолов, полученных при литогеохимическом опробовании в горизонте питания растений (обычно в почвенном горизонте С на глубине около 1 м).

Сеть отбора проб, ее ориентировка определяется геологической обстановкой и масштабом проводимых работ. Она должна соответствовать сети литогеохимического опробования рыхлого покрова. Принимая во внимание, что биогеохимические ореолы над плавиковошпатовыми телами во многих случаях локальны (ширина не более нескольких десятков метров), для надежности их выявления шаг отбора проб растений должен составлять 10—20 м со сгущением при детализации аномалий до 5 м. Для озоления пригодны любые способы, в том числе и полевые методы сжигания проб в специальных печах или на костре, так как потери фтора при этом оказываются незначительными. Элементы-индикаторы определяют спектральным анализом по эталонам, имитирующим средний состав золы растений. Аномальные их концентрации контролируют с двух-четырёхкратной повторяемостью. Биогеохимические аномалии выделяют после приведения результатов к стандартному виду и времени опробования частей растений.

Первичные геохимические ореолы изучают в районах с хорошей обнаженностью опробованием коренных пород по разрезам или профилям, ориентированным вкрест простиранья рудолокализуо-

щих структур по сети 500×50 и 250×20 м при поисках в масштабах 1 : 50 000 и 1 : 25 000. При более детальных поисках сеть опробования сгущают до 50×10 м.

С интервалом 5 м отбирают геохимические пробы методом пунктирной борозды по линиям профилей (коренные породы, керн, скважина, стенки горных выработок). Из интервала опробования в одну пробу объединяют 5—6 сколков пород. Общая масса пробы составляет 100—200 г. При обработке результатов обращают особое внимание на зоны сочетания положительных и отрицательных ореолов. Совмещение их в надрудной толще участков, благоприятных по геологическим признакам, повышает вероятность обнаружения скрытого плавиковошпататового оруденения. В то же время если наряду с повышенными содержаниями прочих элементов на поверхности установлены зоны концентраций бериллия и лития с одновременно четко выраженными отрицательными аномалиями натрия и калия, то можно предполагать наличие плавиковошпататых руд на глубине, не превышающей 90 м. При выявлении положительных первичных ореолов фтора, бария, молибдена, серебра, мышьяка, свинца, цинка, стронция и элементов редкоземельной группы, образующих более широкие и протяженные аномалии, глубину залегания рудного тела следует считать более значительной. Критерием оценки уровня эрозионного среза геохимических аномалий являются мультипликативные ореолы.

Сера

Различают осадочные и вулканогенные месторождения серы. Осадочные подразделяются на сингенетические и эпигенетические. Первые характеризуются значительными масштабами, они содержат около 90% всех разведанных запасов и дают примерно 95% всей добываемой в мире серы. Основная масса эпигенетических месторождений серы образовывалась в результате изменения гипсо-ангидритов на месте их локализации. В первый этап образуется H_2S и карбонат кальция, во второй — H_2S окисляется до самородной серы. При наличии углеводородов (нефть, газ) восстанавливаются сульфаты, а окисление H_2S кислородом происходит в результате воздействия жидких водных растворов или при участии бактерий.

Вулканогенные месторождения образуются при взаимодействии вулканических газов, содержащих сероводород, сернистый газ, серный ангидрит с кислородом воздуха, друг с другом и с вмещающими породами. Последние при сероотложении подвергаются интенсивным изменениям за счет серной кислоты, образующейся при растворении SO_3 , окислении H_2S и высокого потенциала F.

Общими предпосылками для поисков месторождений серы являются:

- 1) наличие карбонатных пород с вкрапленностью гипса, ангидрита и битумов. Синий или бурый цвет вмещающих пород в выветрелом состоянии;

2) наличие крупных поднятий на сочленении с прогибами, замковых частей брахискладок и антиклиналей, а также моноклиналей, полого наклоненных в сторону прогибов и впадин. Интенсивная трещиноватость пород, изгибы слоев и сочленение их с разрывами;

3) присутствие в перспективных зонах битумов, озокерита, антроколита, нефти, газовых проявлений, а также хлоридных, щелочных рассолов и сероводородных источников;

4) наличие вулканических аппаратов гнездового и гнездово-линейного типов с находками мономинеральных скоплений серы.

Минералы-индикаторы. Экзогенные месторождения серы характеризуются разнообразным минеральным составом: пирит, марказит, галенит, сфалерит, халькопирит, вюртцит, халькозин, ковеллин, целестин, барит, кальцит, арагонит, сидерит, кварц, опал, халцедон, тридимит, галит, флюорит, алунит, гипс, ангидрит, англезит, ярозит, магнетит, ильменит, гематит, турмалин, реальгар, энаргит, смитсонит, гётит, карнотит, каламин. Наибольшую поисковую роль играют те парагенные сере минералы, которые распространены значительно шире, чем залежи руд: кальцит, арагонит, целестин, гипс, ангидрит, замещаемые серой, а также барит, битумы, сульфиды. Особое значение имеет гипс вследствие его широкого развития в зоне сернокислого выветривания. На некоторых месторождениях серы отмечены проявления ртутной минерализации (киноварь, метациннабарит), ассоциирующие с гематитом и гидрослюдами.

Для месторождений серы вулканогенного типа характерны минералы, связанные с продуктами возгонки вулканических очагов: реальгар, аурипигмент, антимонит, нашатырь, гематит, гипс, ангидрит, алунит, квасцы, цеолиты, пирит, барит, кварц, халцедон, опал. На проявлениях, локализующихся в каолинизированных и окварцованных породах в зонах развития фумарол и сольфатаров, развиваются мельниковит, кинноварь, марказит, пирит, опал, глинистые минералы, халцедон, гипс.

Все наиболее распространенные минералы месторождений серы в интервале 20—1000°С термически активны и могут быть количественно рассчитаны по кривым потери в массе при нагревании. Высокая подвижность и миграционная способность серы в геохимических процессах обуславливают разнообразие минерального состава месторождений.

Предпосылки применения геохимических методов при поисках серы. Исходя из минерального состава сероносных отложений, можно выделить следующие элементы-индикаторы осадочных месторождений: S, Sr, Ba, Mn, Zn, As, Sb, Cu, V, Ho, U, P, Cl, F, K, Na, Li.

Обычно отмечается прямая зависимость между интенсивностью серной минерализации и количеством Sr в породах. Минимальное содержание этого элемента отмечают в известняках и глинах, находящихся за контурами рудных тел. Барий выявляют в первичных (минимальные содержания) и вторичных (максимальные со-

держания) серных рудах. Во всех случаях в сере $Sr > Ba$. Величина $Sr/Ba > 10$ характерна для первичных руд и $\sim 1,7$ — для вторичных. В глинах содержание Ba, связанного с карбонатом кальция, больше, чем во вторичных рудах. Месторождения серы, залегающие в сульфатно-карбонатных породах, сопровождаются гипсонесными образованиями, характеризующимися аномальными концентрациями Ba, Sr. В зонах развития гипсов, образованных в период предсерной перекристаллизации, аномальные концентрации этих элементов не установлены.

Повышенная марганценосность сероносных образований (до 0,3%) обычно обусловлена вкрапленностью самостоятельного минерала марганца — гауерита, образовавшегося при высокой концентрации H_2S , и является поисковым признаком. Экзогенные месторождения серы обогащены Se, содержание которого в рудах достигает 10 г/т, и ртутью (40 г/т), которая зафиксирована в битумах, фосфатах и сульфидах серных залежей.

Кроме того элементами-индикаторами серных месторождений являются F, Cl, обуславливающие агрессивность растворов, а также перераспределение и миграцию элементов вокруг залежей серы. Из последних обычно выносятся Ca, Mg, но привносится C, связывающийся в карбонатах. В процессе серообразования из вмещающих пород выносились элементы группы железа, а привносились Ba, B, Ga, Pb, P, Ti и др. Многие элементы пород субстрата в сернокислой среде обладали значительной подвижностью, что обусловило формирование вокруг серных залежей различных минеральных новообразований (гипс, ангидрит). Глинистые породы при воздействии на них кислых растворов обогащались A, Ca, Mg, K.

Для месторождений вулканогенной серы элементами-индикаторами являются: Hg, As, Sb, Ba, Sr, Cu, Zn, Pb, Se; из них наиболее информативны Hg, As, Se.

Гидрогеохимический метод поисков месторождений серы основан на выявлении их ореолов и потоков рассеяния.

Размеры ореолов, на которых обнаруживаются водоисточники с повышенным содержанием прямых (сульфат-ион, сероводород) и сопутствующих индикаторов, неодинаковы для различных компонентов и зависят от их устойчивости в воде. По мере удаления от продуктивных тел и сопровождающих их ореолов изменение химического состава вод постепенно уменьшается. Наиболее показательными поисковыми признаками серы являются углеводородные газы с высоким содержанием CO_2 и H_2S , фиксирующиеся в скважинах, а также присутствие хлоридных и щелочноземельных рассолов, выходящих на дневную поверхность в виде источников. Показателем серных залежей являются сероводородные воды замедленного водообмена.

Наличие водоупорных толщ в подошве и кровле продуктивного горизонта в связи с отсутствием водообмена является неблагоприятным условием для образования серы.

В ряде районов наблюдается совмещение в пространстве сероносных и битуминозных образований. Последние имеют значительно большее пространственное распространение, чем сернокислые залежи, и позволяют уточнить контуры перспективных на серу площадей. Поисковым признаком самородной серы является обогащенность битумов серой (от 6,8 до 12,1%) по сравнению с фоновым содержанием, не превышающим 6,6%.

В результате циркуляции подземных вод в отложениях экзогенной серы наблюдается окисление сероводорода, который мигрирует от продуктивных залежей в перекрывающие их горизонты гипсоангидридных и рыхлых образований. Поэтому над рудными телами фиксируются положительные аномальные значения окислительно-восстановительного потенциала и щелочно-кислых свойств вмещающих пород. Около залежей серы величина Eh колеблется от 20 до 200 мВ (при фоновых значениях 5—10 мВ).

Месторождения серы, перекрытые делювиальными образованиями, сопровождаются вторичными ореолами Ba, Sn, Cl, Br, Na, Cu, Pb. Размеры вторичных ореолов, достигая 200 м, значительно превышают размеры залежей серы. В зольном остатке битумов отмечены аномалии V, Ni, Co, Cu, U, Ga, Pb, Zn. Серые залежи в районе вулкана Менделеева сопровождаются хлоридно-натриевыми, сернокислыми и сульфатными водами, в которых присутствуют Na, Cl, SO₃, Pb, Zn, Hg, Sn, As. Выделяются следующие зоны (по мере удаления от залежей серы): а) практически неизменных липаритов; б) вторичной опалитизации; в) слабо проявленного серного оруденения в кварцитах, г) залежи серы. В рудных телах и окружающих их измененных породах ртуть возгоняется при: 250, 290—300, 340—360, 520—620°С. По мере удаления от выходов залежей серы наблюдается переход к более низкотемпературным формам ртути. Количественные показатели этих закономерностей следующие: серная руда 290, 620°С в 2,5 м от рудных тел 290, 380°С, в 5 м 290, 360°С, в 25 м 250, 360, 520°С, в 100 м 250, 340°С. В этом же направлении уменьшается общее валовое содержание ртути в породах. В надрудных зонах ртуть имеет большее число форм и возгоняется в более широком температурном спектре чем в подрудных зонах.

Предпосылками применения геофизических методов при поисках вулканогенной серы являются различия в плотности, магнитных и электрических свойствах серных руд и вмещающих пород. Серные руды характеризуются дефектом плотности (до 0,8 г/см³), низкой (нулевой) магнитной восприимчивостью, повышенным электрическим сопротивлением, отрицательными значениями естественного электрического поля.

По данным Г. Т. Саксеева, в изотопном составе углерода в карбонатных породах месторождений серы отмечены следующие закономерности: а) пониженное количество изотопа углерода ¹²C при коэффициенте $\sigma^{13}C$ 27% и величине ¹²C/¹³C, равной 88,5—89,5, характерно для первичных известняков, развитых за контурами залежей серы; б) повышенные концентрации легкого изотопа ¹²C

при коэффициенте $\sigma^{13}\text{C}$, колеблющемся от 32 до 65%, и величина $^{12}\text{C}/^{13}\text{C} > 90,5$ характеризуют вторичные известняки, генетически связанные с гипсоангидритами и залежами по ним серы; в) в промежуточных между двумя первыми типами пород — в надгипсовых карбонатных образованиях (кальцитизированных известняках без серы), развивающихся в контурах серных месторождений, значение $\sigma^{13}\text{C}$ колеблется от 11 до 57%.

Метод изотопного анализа углерода в карбонатных породах может применяться при поисковых работах на серу.

Наличие вторичного кальцита в известняках является поисковым признаком для обнаружения гипсоангидритов и связанных с ними серносных образований. Ассоциация первичных известняков с эпигенетическим кальцитом при благоприятных условиях также является показателем присутствия серных залежей. Изотопный состав серы, а также величина $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ зависят от условий восстановления сульфатов, их концентрации, температуры и скорости реакции. Среди сульфатов выделяют три разновидности: 1) первичные, соответствующие сульфатам моря; 2) остаточные, обогащенные изотопом ^{34}S , рассматриваемые как остаток после биологического фракционирования бактериями; 3) вторичные «облегченные», образованные в результате окисления серы и имеющие близкий к ней изотопный состав, но более обогащенные изотопом ^{32}S , чем сульфаты моря. При наличии сульфатов третьего типа можно надеяться на обнаружение биогенных сульфитов и серы. Отсутствие второй и третьей разновидностей сульфатов среди пластов гипсоангидритов и ассоциирующих с ними известняков свидетельствует о том, что залежей серы среди них нет и не было в прошлом.

О пространственном положении залежей серы можно судить по данным минералого-геохимической зональности, проявляющейся на экзогенных месторождениях серы. От периферии залежей к центру наблюдается смена следующих зон: а) гипсовая, гипсоангидритовая; б) серно-гипсовая; в) собственно продуктивная целестин-кальцит-серная залежь. Обычно наиболее высокие концентрации серы фиксируют на контакте центральной и серно-гипсовой зон. Наблюдается определенная закономерность в изменении минерального состава рудных тел по вертикали. Снизу вверх уменьшается количество целестина в парагенезисе с самородной серой, а также ангидрита; противоположная тенденция характерна для барита. Мономинеральные скопления последнего обнаруживаются в кровле залежи серы, а целестина — ее подошве. Ангидрит обычно фиксирует корневые части месторождений.

Геохимическая зональность отражает минеральную и тесно с ней связана. В ангидритах и гипсах, подстилающих рудную залежь, отмечены максимальные концентрации стронция, противоположная тенденция характерна для бария, содержание которого увеличивается снизу вверх. Так, величина Sr/Ba в верхних частях осерненных известняков одного из месторождений значительно меньше единицы, с глубиной она постепенно возрастает и у подошвы залежей достигает 10 и более.

Установлены определенные закономерности в изменении содержания серы по вертикали: в основании рудных залежей (бессерный гипс) и в верхних горизонтах (неосерненные известняки) почти одинаковое количество серы. Максимальные ее концентрации наблюдаются в центральной части рудной залежи и у контакта с вмещающими породами. Сочетание высоких и резко пониженных содержаний серы в породах характерно для эпицентров рудных залежей.

Надрудные «шляпы», образующиеся при окислении серы вблизи земной поверхности, служат поисковым признаком серы, залегающей на глубине. В зонах выветривания сульфаты и вторичные гипсы обогащены легким изотопом серы, увеличению концентрации которого способствует деятельность хемосинтезирующих тиофильных бактерий. В этом случае поисковым признаком серы является наличие гипсов и известняков с аномальным соотношением стабильных изотопов серы, а при слепых и глубокозалегающих серных залежах — изотопный состав серы и углерода пород и руд. Вмещающие серу известняки над гипсами, с гипсами и под ними содержат углерод с $\sigma^{13}\text{C}$ от 3 до -6% [25]. По этим показателям они четко отличаются от осадочных и других карбонатов с $\sigma^{13}\text{C}$ до 3%. Известняки над серной залежью часто не содержат серы, между тем по изотопному составу углерода они идентичны вмещающим оруденение известнякам. Более широкое развитие безрудных сероносных известняков по сравнению с серными рудами позволяет широко использовать при поисках геохимические методы.

Методика работ. В большинстве случаев экзогенные месторождения серы перекрыты элювиально-делювиальными образованиями и не выходят непосредственно на дневную поверхность, что затрудняет их поиски при обычной площадной геологической съемке. Для обнаружения таких месторождений могут применяться геохимические методы по потокам и ореолам рассеяния. Обычно потоки рассеяния (и гидрогеохимический метод) используют на первых стадиях поисков, а ореолы рассеяния — в следующий этап на площадях, выделенных по геологическим и геохимическим данным. Наиболее широкое применение для поисков серы имеет гидрогеохимический метод, заключающийся в изучении степени минерализации и ионного состава поверхностных и подземных вод путем отбора проб, анализируемых в полевой или стационарной лаборатории. Особое внимание уделяют закономерностям распределения в водах SO_4^{2-} , F, Cl, Br, I и присутствию нефтяных вод, сернистых нефтей, битумов и сероводородных источников. Выявляют зоны замедленного водообмена участков размыва и дробления водоупорной гипсоангидритовой толщи.

Методика гидрогеохимических исследований серы существенно не отличается от применяемой на других типах месторождений. Основными объектами изучения являются открытые водотоки, подземные воды глубокой циркуляции, выходящие на поверхность, или вскрываемые скважинами; последние опробуют отдельно. Из по-

верхностных водотоков рекомендуется опробовать ручьи, питание которых происходит за счет подземных вод.

Зоны с развитием сульфатных сероводородных вод при высоких аномальных содержаниях сульфат-иона на геохимических картах отмечают особым знаком. Ен определяют в полевой обстановке с глубины 0,1—1,0 м при проходке горных выработок. В мелкой фракции проб массой 50—100 г определяют градиент ΔE_n , равный разности величин Ен на глубинах 0,1 и 1,0 м.

Почвенно-гидрогеохимический метод, сопровождаемый отбором делювиальных и битуминозных образований, заключается в проведении водных вытяжек из пород, определении элементов-индикаторов и ΔE_n . Иногда целесообразно проводить микробиологические исследования — определять в водах и породах сульфатредуцирующие и тионовые бактерии.

На стадии детальных поисков (масштаб 1:50 000) выделяют площади распространения выходов гипсов, замещенных серой и кальцитом, участки выполнения серой пустот растворения карбонатных отложений. Особое внимание следует обращать на выходы горизонтов пород с прослоями кальцита и серы мощностью 1—2 см, выдержанных по простираанию.

При анализе многокомпонентной смеси минералов содержание их рассчитывают: воды — по количеству, выделившейся при 100—200° С, серы — по окислению и выделению SO_2 при 200—400° С, пирита — по площади экзоэффекта окисления при 500° С, доломита и кальцита — по раздельному учету CO_2 , выделившемуся при диссоциации $MgCO_3$ при 750° С и $CaCO_3$ при 900° С.

Термографический метод можно применять для экспрессных исследований минерального состава сероносных пород и руд, что позволяет сократить число и объем химических анализов. Пробы массой 400 мг необходимо изучать на дериватографе, позволяющем производить равномерное нагревание образцов до 1000° С и одновременно из одной навески регистрировать дифференциально-термическую кривую, изменение массы, скорость изменения массы и температуру.

Этим методом можно определять содержание гипса, кальцита, доломита, глинистых минералов, пирита, серных и сернокальциевых руд. Термографический анализ целесообразно применять для массовых экспрессных исследований минерального состава сероносных пород, руд и тем самым сократить число химических анализов. Для определения количественного содержания гипса в рудах при присутствии сульфатных минералов (ангидрита, целестина, барита) термографический анализ предпочтительнее химического.

Показателем вертикальной геохимической зональности рудных тел является величина Sr/Ba. Для верхнерудных зон этот показатель < 1 , среднерудных тел — равен 1 и в подошве залежей — > 10 . Отметим, что бессерные известняки с облегченным изотопным составом углерода отмечают в кровле и на флангах рудных залежей.

На дневной поверхности в зоне кислородного выветривания при окислении серы образуются квасцы и происходит осветление вмещающих пород и руд, а также образуются вторичный гипс, тенардит, эпсомит, копинанит, сульфурит, гидротроилит. Находки этих минералов на современном эрозионном срезе могут указывать на наличие серы на глубине.

Для поисков месторождений вулканогенной серы можно использовать состав вод вулканических образований, конденсатов фумарол, а также почвенных газов с определением в них Hg, As, В, CO₂, SO₄ и SO₃. По отношению газов и пара в фумаролах можно судить о фазовом состоянии залежи.

При проведении поисково-разведочных работ на месторождениях серы геохимические методы по первичным ореолам применяют с целью: а) выявления залежей серы; б) определения уровня среза рудных тел и перспектив их на глубину и в) оценки прогнозных запасов. Надежность решения перечисленных задач во многом зависит от сложности геологического строения месторождения, размеров и морфологии залежи серы, их взаиморасположения и условий залегания. Поиски и оценка рудных тел по первичным ореолам заключаются в опробовании коренных пород по разведочным выработкам с последующим анализом проб и оконтуриванием аномалий. Особое внимание уделяют элементам-индикаторам, образующим контрастные ореолы: Ba, Sr, F, Hg, As, Se. Интерпретация геохимических данных может быть количественной и качественной. При последней выделяют положительные и отрицательные аномалии по резко различному содержанию элементов. Особый интерес представляют отрицательные ореолы Na, Mg и положительные Zn, Pb, Cu в подстилающих рудные залежи известняках. Геохимическое изучение керн буровых скважин можно применять при поисках погребенных залежей серы.

При поисково-разведочных работах сочетают геохимические и геофизические методы. Применяют магниторазведку, симметричное электропрофилеирование, метод естественного поля, ВЭЗ. Бурение подтверждает контуры месторождений, прогнозируемых геохимическими и геофизическими методами.

В поисковых целях используют состав углерода и серы карбонатов, а также самородной серы. Известняки и кальциты, обогащенные легким изотопом ¹²C, слагают значительные по объему толщи и поэтому их достаточно легко обнаруживают при поисковых работах. Поисковым признаком месторождения серы являются облегченные сульфатные «шляпы». Значение ¹³C = -1,5% и ниже для карбонатного углерода свидетельствует о наличии вмещающих серу известняков.

Для этих же целей изучают изотопный состав серы. Обычно измеряют соотношение наиболее распространенных изотопов ³²S и ³⁴S, а также σ^{34} S как разность между изотопным составом серы изучаемого образца и серы, принимаемой за стандарт.

Для интерпретации данных изотопных исследований целесообразно комплексное изучение особенностей геологического, минера-

логического состава изучаемых месторождений. Изотопные методы позволяют получать сведения о стадийности минералообразующих процессов, о длительности перерывов между стадиями, а также о глубинах формирования месторождений.

В геохимических исследованиях можно широко использовать количественный термографический анализ пород и руд экзогенных серных месторождений.

Этапы и последовательность работ. На первом этапе при проведении геологосъемочных работ в масштабе 1:200 000 особое внимание уделяют установлению благоприятных геохимических признаков серного оруденения — присутствию сероводородных источников, газопроявлений, наличию нефти и битума, обогащенных сернистыми соединениями. Отмечают присутствие парагенных сере минералов — целестина, барита, потоков и ореолов меди, свинца, цинка, хлора, брома, ртути, фтора. Выделяют площади, имеющие прямые и косвенные признаки сероносных проявлений для постановки специализированных поисково-съемочных работ в масштабах 1:50 000—1:25 000. Во второй этап проводят геологическую съемку, сопровождаемую отбором гидрогеохимических и литогеохимических проб. Основная цель геохимических исследований на этом этапе — выделение конкретных зон и участков, перспективных для постановки на них поисково-разведочных работ. Особое внимание обращают на зоны серной минерализации, характеризующиеся сочетанием резко контрастных участков по развитию окислительно-восстановительных процессов и геохимическим барьерам. Фиксируют аномалии сероводорода в подземных водах, выходы карбонатных образований (мергелей, известняков), а также глин, гипсов, ангидритов, находок друз шпатового вторичного гипса, развитию ореолов серноокислого выветривания. Отмечают благоприятные минералогические признаки — присутствие кальцита, целестина, гипса, халцедона, окисленной серной нефти, а также кальцитизацию, кремнение пород и кварцевание (алунитизацию). Особо важное значение имеют оценка и разбраковка вторичных ореолов в рыхлых образованиях.

На третьем этапе проводят поисково-разведочные работы в масштабах 1:10 000—1:2000, проходку скважин колонкового бурения и геохимическое опробование коренных пород.

Соли

Известны следующие виды месторождений солей: а) залежи ископаемых каменной и калийной солей; б) современные соляные месторождения (в озерах, лагунах, заливах); в) природные рассолы и соляные воды, находящиеся в недрах земли или изливающиеся на поверхность. Наибольшее промышленное значение имеют месторождения ископаемых солей.

По химическому составу калийные соли делят на: а) бессульфатные, содержащие хлористые соли калия и магния; б) сульфатные, в которых наряду с хлоридами присутствуют соли калия, маг-

ния, кальция и натрия. Главным сырьем калийной промышленности являются растворимые калийные (сильвин) и калийно-магниевые соли (карналлит, каинит, полигалит), иногда тесно связанные с каменной солью.

Большинство известных сейчас соленосных серий образовывались в морских водоемах, имевших связь с океаном, с ограниченным водообменом. В очень редких случаях соленосные серии формировались в бессточных впадинах континентов. Предпосылками для поисков месторождений солей являются:

1) присутствие в стратиграфическом разрезе галогенных образований (соли, гипс, ангидрит), с которыми парагенетически связаны галопелиты, аргиллиты, мергели, карбонатные породы, алевриты, песчаники;

2) наличие слоистого строения в осадочных образованиях, а также тонких прослоев соленосных и гипсоносных глин в однородных породах;

3) развитие на площадях распространения галогенных формаций, брахискладчатых и куполовидных структур, а также отрицательных тектонических элементов платформ (синеклизы, впадины, прогибы, авлакогены, грабены);

4) наличие высокоминерализованных рассолов, подземных соляных вод.

Предпосылки применения геохимических методов поисков солей.

Список основных соляных минералов довольно разнообразный, однако преобладают порообразующие хлориды — галит, сильвин, карналлит, риннит, хлоркальцит, реже встречаются сульфаты калия и магния — полигалит, лангбейнит, каинит, леветит, шённит, эпсомит, кизерит. Терригенные образования представлены преимущественно глинисто-алевритистыми минералами. В месторождениях каменной соли присутствуют ангидрит, гипс. Минералогическими предпосылками для поисков солей являются: а) выходы гипсовых и ангидритовых пород, являющихся обычными спутниками ископаемых солей; б) присутствие в соленосных глинах, карбонатно-глинисто-соляных породах спутников соли — целестина, флюорита, селлаита; в) наличие значительных количеств магнетита среди сульфатных пород. Данные по минеральному составу соляных образований позволяют определить перечень элементов-индикаторов месторождений соли — хлор, бром, фтор, калий, натрий, кальций, магний, литий, рубидий, стронций, бор. Особенно важное значение имеют те индикаторы, которые не образуют собственных минеральных фаз, а изоморфно замещают ведущие элементы в солях. К их числу относятся бром и рубидий, которые замещают соответственно хлор в хлоридах и калий в соляных минералах. При формировании солей из растворов содержание Вг в них прямо коррелирует с количеством КСl и NaCl. Содержание Вг в галите, образованном в начальные стадии садки, составляет приблизительно 0,007%, а величина $Vg \cdot 10^3 / Cl$ равна 0,1; в конце галитовой стадии перед образованием сильвина эти содержания состав-

ляют соответственно 0,025% и 0,4, а в заключительные стадии 0,07% и 0,95 [4]. Таким образом, содержание брома в галите увеличивается в выделяющихся позднее минеральных фазах по мере сгущения морской воды. Величина $Bг \cdot 10^3/Cl$, являясь чутким индикатором галитовой стадии, позволяет определить положение соляных горизонтов в немой толще и уровень их эрозионного среза. При кристаллизации сильвина концентрация Rb в жидкой фазе увеличивается, а при формировании карналлита элемент накапливается в твердой фазе, что согласуется с экспериментальными данными (в первом случае $I_{Rb} < 1$, а во втором $I_{Rb} > 1$). После кристаллизации карналлита рубидий практически не обнаруживается в растворе. Величина Rb/K в первично седиментационном карналлите начала стадии осадки составляет $24,7 \cdot 10^{-4}$, а для сильвинитов, образовавшихся при разложении карналлитовых залежей, $-10,33 \cdot 10^{-4}$ [4]. По распределению рубидия можно судить о последовательности процессов и системах равновесий, которые имели место при формировании калийных солей. Содержание Bг и Rb в соляных толщах увеличивается от подошвы в кровле. При растворении сильвина и повторной кристаллизации минерала из рассолов тенденции распределения Bг и Rb совпадают. По сравнению с вмещающими толщами соленосные образования отличаются резким снижением содержаний Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Ba, Ge.

Типоморфными элементами-индикаторами соляных отложений являются Bг, Cl, K, Sr, B, Rb. Основной метод поисков солей — гидрохимический — основан на легкой растворимости соляных минералов и изменении химического состава вод под влиянием соляных толщ. Индикаторами минерализации являются хлор, бром, калий. Последние при миграции растворов в породах не выводятся из системы в связи с тем, что в этих условиях не образуют устойчивых минералов. В отличие от хлора и брома, Na, Ca, Mg, SO_4 могут образовывать аномалии и на площадях, лишенных солей.

В пределах месторождений наблюдаются маточные (седиментационные) и десцендентные (выщелачивания) воды. По химическому составу среди них выделяют карбонатные, сульфатные (сульфатно-натриевые, сульфатно-магниевые, хлор-магниевые) и хлоридные [4]. Седиментационные воды принадлежат к сульфатно-магниевому и хлоридному типам и обычно обогащены H_2S , Bг, I [4]. Воды выщелачивания относятся к сульфатным и сульфатно-натриевым типам. При поисках солей, особенно калийных, могут быть использованы седиментационные воды, обычно сохраняющиеся под соленосными отложениями. Десцендентные воды, формирующиеся за счет инфильтрации атмосферных осадков, содержат в основном компоненты твердых отложений с незначительной примесью элементов маточных рассолов. Эти воды, проникая к соленосным горизонтам, растворяют соли, обуславливая формирование потоков рассеяния элементов-индикаторов. В некоторых случаях воды выщелачивания накапливаются в промежуточных коллекторах. Присутствие в соленосных образованиях калийных солей способствует обогащению вод калием и магнием.

В процессе испарения морской воды Вг концентрируется в жидкой фазе (вплоть до садки бишофита), К накапливается в жидкой фазе только до выделения сильвина и карналлита, а в эвтоническом растворе присутствует в небольшом количестве. Для рассолов морских бассейнов величина К/Вг составляет 4,5—7,8, при их сгущении указанное отношение остается стабильным до момента садки калийных солей, а на стадии формирования последних оно резко уменьшается и на последнем этапе при образовании бишофита составляет 0,1 [23].

О составе и концентрации рапы судят по результатам изучения включений ее в минералах солей, аутигенном кварце, а также остатков рапы, захороненной в глинистых прослоях. По температуре гомогенизации твердогазовых включений определяют характер рапы: включения донной рапы или той, которая существовала при перекристаллизации солей [32].

Закономерности в изменении концентрации калия в растворах включений в галите по разрезу галогенных толщ приведены на рис. 29. Увеличение концентрации калия в растворах включений наблюдается по мере приближения к продуктивным горизонтам солей, обусловленное формированием ореола калия вокруг последних.

Методика работ. Возможность применения геохимических методов поисков определяется наличием на изучаемой площади объекта опробования. При гидрогеохимических методах таковыми являются подземные воды и открытые водотоки. Сеть отбора проб определяется протяженностью потоков рассеяния. Особое внимание уделяют водоисточникам, вытекающим из гипсовых шляп. Из поверхностных водотоков необходимо опробовать ручьи, питание которых происходит в основном за счет грунтовых вод.

При поисковых исследованиях в масштабе 1 : 50 000 следует отбирать 1 пробу на 0,5—2,0 км². Возможны различные варианты отбора проб: а) по линиям маршрутов, задаваемых вдоль склонов речных долин, при расстоянии между ними, определяемом заданной плотностью опробования; б) из мелких притоков, при равномерном расположении точек по площади; в) из неглубоких скважин с целью опробования неразбавленных верховодкой рассолов; г) из буровых скважин, задаваемых для подсечения соляных толщ.

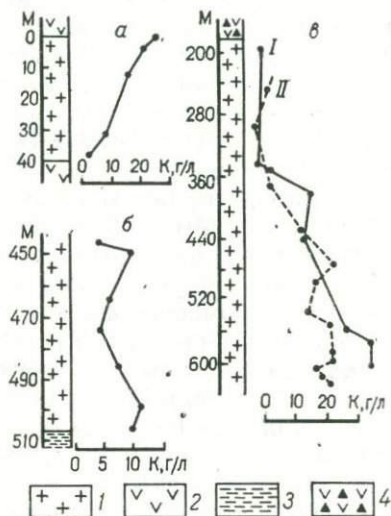


Рис. 29. Закономерности изменения концентраций калия в растворах включений в галите по разрезу галогенных толщ [32]: а — пермь, Брянцевский пласт; б — тортон, Предкарпатский прогиб; в — девон, Роменский соляной шток. 1 — каменная соль; 2 — ангидритовые породы; 3 — соленосные глины; 4 — породы кепрока; I, II — скважины

Выбор того или иного варианта определяется местными условиями, задачами работ и типом месторождения.

Отметим, что гидрогеохимические исследования бурового раствора могут осуществляться при поисковых работах на калийные соли, а также попутно при разведке других типов месторождений. При этом соблюдаются следующие правила [4]: а) конструкция скважины должна быть такой, чтобы при бурении соленосных и подсоленосных отложений исключить разбавление бурового раствора водами надсолевых водоносных горизонтов; б) систематическое наблюдение за балансом бурового раствора и регистрация потерь (поглощение) его на каждый метр бурения; в) отбор проб из бурового раствора (объемом 1 л) на сокращенный химический анализ в полевой обстановке (на Br, Cl, K, Mg, Ca) через каждые 1—5 м бурения.

В лабораторных условиях определяют HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , Br^- , $\text{V}_4\text{O}_7^{2-}$, Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ . Применяют коллективные и индивидуальные для каждого элемента методы. Пробы на отдельные элементы анализируют колориметрическим способом, а щелочные элементы — с помощью фотометрии пламени. При интерпретации этих данных осуществляют: а) выделение локальных площадей, заключающих соленосные горизонты; б) определение природы водных растворов (седиментационных и выщелачивания); в) определение отношений элементов-индикаторов, позволяющих отличать маточные рассолы от рассолов, выщелачивающих галитовые образования. Следует учитывать тот факт, что при обнаружении седиментационных рассолов значительно увеличивается бром-хлорное отношение, но несколько снижаются калий-бромное и калий-хлорное. Дополнительными индикаторами являются повышение магний-хлорного отношения и понижение натрий-хлорного. Используют также эталонные диаграммы, основанные на данных эксперимента и природных наблюдений, позволяющие судить о типе подземных вод и степени сгущения морской воды [4].

Так, отношение $\frac{\text{ЭNa}}{\text{ЭCl}}$ (где Э — число эквивалентов) для морской воды составляет 0,85, по мере сгущения (с момента начала кристаллизации галита) этот показатель снижается, а в конечной стадии кристаллизации равен 0,02. Количество магния, связанного с хлором, рассчитывают по формуле [4]: $(\text{ЭMg}^{2+} + \text{ЭCa}^{2+}) - (\text{ЭHCO}_3^- + \text{ЭSO}_4^{2-}) = \text{ЭMg}^{2+}$. При определении величины $\frac{\text{ЭMg}^{2+}}{\text{ЭCl}}$ учитывают ту часть магния, которая связана с хлором. Содержание последнего используют в качестве показателя степени сгущения вод. Для отличия высокоминерализованных вод выщелачивания от седиментационных маточных рассолов, достигающих глубокой стадии сгущения в бассейне, также обогащенных K и Mg, но не выделивших калийные соли при испарении, используют отношения: $\text{Mg} + \text{Ca}/\text{Rb}$, $\text{Mg} + \text{Ca}/\text{Br}$ и K/Br . Индикаторные отношения $\text{Mg} + \text{Ca}/\text{Rb} < 300$ и $\text{Mg} + \text{Ca}/\text{Br} < 14$ указывают на присутствие калийных солей.

На поисковой стадии обобщают также данные геохимических исследований одиночных опорных скважин. Индикаторами оруде-

нения являются аномалии калия в породах, а также отношение $Bг \cdot 10^3/Cl$, по величине которого судят о стадии испарения морской воды. Выделяют зоны галогенной седиментации с горизонтами калийных солей. Учитывают табулированные данные: в начале садки галита величина $Bг \cdot 10^3/Cl$ составляет 0,1, при формировании сильвина 0,4, а при выпадении карналлита 0,6—0,8 [4]. Снижение этих значений может происходить в результате больших интервалов опробования, а также от присутствия горизонтов перекристаллизованных солей и их перетолжения. Наоборот, эти значения повышаются при наличии маточных рассолов в глинистых прослойках. Поэтому наряду с определением $Bг \cdot 10^3/Cl$ коэффициента целесообразно использовать величину $K \cdot 10^3/Cl$, которая позволяет из группы максимумов кривой бром-хлорных отношений выделять те, на которые следует обратить особое внимание. Симбатное увеличение бром-хлорного и калий-хлорного отношений в галите свидетельствует о перспективности обнаружения калийных солей в данном цикле. Соляные горизонты по сравнению с вмещающими породами характеризуются отрицательными аномалиями Ti, V, Cr, Co, Ni.

Используют также данные о составе газожидких включений и сведения о содержании нерастворимого остатка в солях, определяют концентрацию и состав рапы, температуру, при которой происходило выпадение твердых фаз. Поисковым признаком продуктивных горизонтов является присутствие в них рапы, насыщенной калийными солями. Содержащиеся в многолетних галопелитовых прослоях поровые донные рассолы, существовавшие в бассейне к началу садки несоляных прослоев, переводят в водные вытяжки и анализируют. В результате анализов рапы из глинистых прослоев, газожидких включений в минералах и количества брома в галите определяют степень концентрирования рапы. Содержания калия в растворах включений в галите до 20 г/л характерны для некалиеносных галогенных формаций, а пределы 20—40 г/л свидетельствуют о возможном присутствии калийных солей [32]. Поисковым признаком последних является также повышенное содержание нерастворимого остатка в продуктивных калиеносных горизонтах.

При обобщении геохимических исследований перечисленные выше отношения, а также содержание калия в растворах включений в галите выносят на графики и разрезы. На последних указывают границы галитовой, сильвиновой и карналлитовой зон; выделяют завершенные (перспективные для поисков калийных солей) и незавершенные циклы седиментации. На основании этих данных корректируют проходку разведочных скважин (бурение всухую или на карналлитовом растворе).

При разведочных работах проводят геохимическое опробование керн с определением в породах K, Bг, Cl и других элементов, ореолы которых устанавливают в интервале выходов соленосных горизонтов. Эти ореолы вытянуты в плоскости продуктивных зон и по вертикали имеют ограниченное распространение, что необхо-

димо учитывать при интерпретации геохимических данных. Отметим, что среди значительных по параметрам выходов галитовых отложений калийные соли в общей массе соляных залежей занимают меньшие объемы, образуя прослои и линзы. Такие горизонты калийных солей можно выделять геохимическими методами. Для этих целей необходимо проводить непрерывное точечное опробование с интервалом 15—20 см и объединять их через 1—2 м (в зависимости от мощности горизонтов) в одну пробу. Особое внимание следует обращать на отбор проб галита из горизонтов, тяготеющих снизу и сверху к глинистым или карбонатно-гипсо-ангидритовым слоям. Каждую разновидность солей опробуют отдельно. При вскрытии чистого галита интервалы опробования увеличивают до 5 м. При осмотре керна особое внимание обращают на те интервалы, где в общей массе однообразной каменной соли появляются глинистые прослои, вкрапленники или сезонные прослои калийных минералов (окрашенные в красные и оранжевые тона), а также перекристаллизованные соли, состоящие из крупных индивидов и скелетных форм галита.

В интервалах, примыкающих сверху к глинисто-карбонатным прослоям, на первых двух метрах берут 3—4 пробы с каждого метра, далее по разрезу при мощности галитовых горизонтов до 10 м — не менее одной пробы на 1 м; при мощности до 20 м и более — по одной пробе с 1 м, но анализируют их через одну; в зависимости от результатов анализов и характера распределения Вг анализируют необходимое число проб [4]. Пробы массой 50—100 г отбирают путем раскалывания керна вдоль оси с последующим высверливанием или распиливанием соляных прослоев. Пробы сильвина и каменной соли упаковывают в плотную бумагу, а карналлита — в стеклянную посуду. Для обеспечения полного выхода керна при бурении по солям целесообразно проводить промывку скважин насыщенными растворами поваренной соли и карналлита, что обеспечивает сохранность калийных минералов. Следует обращать внимание на загрязненность солей глинистым материалом, который содержит повышенные концентрации Вг и может обусловить ложные аномалии.

При бескерновом бурении осуществляют каротаж скважин и определение калия на основе излучения радиоактивного изотопа ^{40}K , содержащегося в калийных солях. Минимальными показаниями гамма-активности (отрицательные аномалии) выделяются каменные, а максимальными (положительные аномалии) — калийные соли. С помощью гамма-каротажа дифференцируют породы соленосных серий, выделяют кондиционные пласты калийных солей, контролируют полноту выхода керна.

Учитывается также геохимическая зональность, обусловленная дифференцированным распределением элементов в пространстве. Калийные соли обычно связаны с верхними горизонтами разреза завершенных циклов галогенной седиментации, отличающихся максимальным содержанием брома в галите. Высокие значения геохимического показателя $\text{Br} \cdot 10^3/\text{Cl}$ в породах и солях позволяют

прогнозировать калийные образования, залегающие на глубине. Индикаторами надрудных зон являются рубидий, бром, хлор. Содержание их увеличивается с ростом мощности, числом продуктивных пластов, а также в верхних горизонтах калийных солей. По содержанию калия в растворах включений в галитах может быть установлена максимальная глубина H солеродного бассейна [32]: $H = 5,7(l/1 - b : a)$, где l — истинная мощность сезонного пропластка соли, см; b — концентрация калия в начальный период образования солевого осадка, г/л; a — концентрация калия в конечную стадию выпадения галита, г/л.

Кроме того, по величине бром-хлорного отношения устанавливают те циклы или стратиграфические горизонты, к которым могут быть приурочены калийные отложения. Наименьшее значение этого отношения отмечено у галита, находящегося на контакте с подстилающими глинисто-карбонатными и ангидритовыми пачками.

Этапы работ. На первом этапе (геологосъемочные работы в масштабе 1 : 200 000) определяют территории и площади, которые по геохимическим, палеогеографическим и тектоническим данным благоприятны для детальных поисков. При проведении последних применяют гидрогеохимический метод и гамма-съемку. Определенную помощь оказывают гидрогеохимические исследования. В каждом конкретном случае только изучение разреза при помощи буровых скважин позволяет выяснить строение, вещественный состав и тип соленосных отложений, оценить их практическое значение. По данным каротажа скважин в галогенных образованиях выделяют ангидриты, магнезиты, карбонаты, а также соленосные горизонты. На этой стадии устанавливают стратиграфическое положение солей в разрезе соленосных серий, фиксируют цикличность в строении продуктивных горизонтов. По результатам поисковых работ выделяют конкретные зоны, перспективные для постановки на них разведочных работ, оценивают промышленные перспективы месторождений и качество солей.

Природная сода

Различают следующие типы месторождений природной соды: а) вулканогенно-осадочные; б) гидротермальные; в) экзогенные. Последние имеют наибольшее значение. Природная сода встречается в современных соляных озерах, континентальных образованиях, расположенных вблизи вулканических пород (пепел, лавы), обогащенных содой, поташем. Содовые компоненты при воздействии поверхностных и подземных вод растворялись и переносились в озера, локализующиеся в бессточных впадинах. Парагенными ассоциациями являются галит, кальцит, доломит, шортит, пирсонит, сепиолит, лабунцовит, пирит, акмит, а элементами-индикаторами минерализации — натрий, бром, хлор, литий, фосфор, мышьяк, фтор, бор. Выделяют следующие общие поисковые признаки природной соды: а) широкое развитие пород, обогащенных натрием; б) наличие обширных межгорных депрессий и впадин, выполнен-

ных ритмично-слоистыми полимиктовыми осадками; в) следы активной вулканической деятельности.

Геохимические методы поисков природной соды основываются на отличительных особенностях подземных вод, в полосе развития этих образований — обогащенность их натрием, высокая степень минерализации. Соли карбонатов и бикарбонатов натрия легко растворимы и активно воздействуют на химический состав и минерализацию природных вод. В водах несодового типа минералы, содержащие карбонаты, бикарбонаты натрия (и давсонит) не образуются. При проведении поисковых работ основное внимание следует уделять гидрохимическим предпосылкам и показателям содоносности. Минерализация подземных содовых вод в несодоносных образованиях не превышает 55 г/л, а содержание сульфата натрия составляет менее 400 мг/л. В солеродный бассейн должны были поступать в достаточном количестве поверхностные и подземные воды содового типа.

Перспективными на этот вид сырья являются районы современных озер и древние содоносные формации среди слабо засоленных или пресноводных осадков предгорных или межгорных впадин. Последние обычно локализуются в районах широкого развития массивно-кристаллических пород, обогащенных щелочными элементами (или продуктами их разрушения), а также на площадях современной и древней вулканической деятельности. Перспективными для обнаружения залежей природной соды могут быть альпийские предгорные и межгорные прогибы, расположенные вблизи кислых магматических пород и выполненные континентальными пресноводными осадками, содержащими доломит, давсонит.

Методика геохимических работ на природную соду специфична. При предполевых работах выбирают объекты, заслуживающие обследования. Выделяют впадины, образованные в результате тектонических подвижек, выполненные ритмично-слоистыми полимиктовыми осадками морского или континентального солоноватого водного бассейна. Проводят маршрутное обследование перспективного для поисков района. Изучают химический состав и минерализацию подземных содовых вод. По преобладанию анионов и катионов выделяют типы вод: а) гидрокарбонатно-кальциевые; б) гидрокарбонатно-магниевые; в) гидрокарбонатно-натриевые; г) сульфатно-натриевые; д) хлоридно-натриевые. Особый интерес представляют подземные воды, минерализация которых превышает 150 г/л. При гидрохимических исследованиях Е. Ф. Станкевич и Ю. В. Баталин предлагают учитывать следующие признаки, характерные для аномалий, связанных с развитием минерализации: а) присутствие подземных гидрокарбонатно-натриевых содовых вод с минерализацией > 25 г/л; б) развитие подземных сульфатно-натриевых вод с минерализацией > 10 г/л; в) проявление подземных хлоридно-натриевых вод с повышенной содовостью (с содержанием $\text{NaHCO}_3 + \text{NaCO}_3 > 10$ экв. % или 4 г/л, при общей минерализации 35—40 г/л и более); г) распространение подземных содовых вод с общей минерализацией 60—70 г/л и более; д) регио-

нальное распространение подземных содовых вод с минерализацией 5—10 г/л; е) повышенное содержание сульфитов натрия (>1 г/л) в подземных содовых водах, обогащенность их Вг, I, Cl, Na.

Особое внимание уделяют гидрохимическому исследованию местных источников. Намечают оптимальные участки, продуктивные горизонты, где должны быть заданы скважины колонкового бурения. Проводят геохимическое исследование керна буровых скважин (на Вг, Cl, Na, Rb), задаваемых в зонах развития озерно-континентальных отложений. Опробуют континентальные образования предгорных районов, не содержащие гипсовой минерализации. В связи с гипергенным изменением давсонита образцы отбирают из расчисток с глубины 0,5 м. В полевых условиях осуществляют качественные химические анализы на присутствие в породах растворимого несиликатного Al_2O_3 , связанного в алюмогидрокарбонатах и алюмофосфатах. Качественное определение растворимого несиликатного Al_2O_3 в породах основывается на легкой растворимости этих минералов в слабой уксусной кислоте. Алюминий определяется по цветовой окраске (оранжевая, красная) в результате реакции с ализарином. Образцы, характеризующиеся положительной реакцией, подлежат лабораторным исследованиям. Следует опробовать шлам, так как сода растворяется в процессе бурения. Залежи соды оконтуривают по ореолам натрия, брома, хлора.

Гипс и ангидрит

Гипсовые и ангидритовые породы состоят в основном из соответствующих минералов с небольшой примесью кальцита и доломита. Известны следующие типы месторождений: а) осадочные, которые в свою очередь делятся на сингенетические (химическое осаждение минералов из растворов) и эпигенетические (образующиеся в результате гидратации ангидрита); б) инфильтрационные, подразделяющиеся на метасоматические (замещение известняков) и переотложенные (растворение переотложенного гипса); в) остаточные, встречающиеся вместе с отложениями солей. Наибольшее промышленное значение имеют месторождения первой группы.

При поисках гипса и ангидрита могут применяться геохимические методы, установленные для месторождений солей.

Гипсы и ангидриты, характеризующиеся более высоким сопротивлением по сравнению с перекрывающими их рыхлыми образованиями (глинами, суглинками и песчанниками), выявляют геофизическими методами (электроразведкой). Методом ВЭЗ оконтуривают месторождение, определяют границы и глубину залегания продуктивных горизонтов, а методами электропрофилирования выявляют закарстованные зоны гипсоносных толщ и погребенные карстовые воронки.

Известняки и доломиты

Чистые разновидности известняков и доломитов по составу приближаются соответственно к кальциту и доломиту. Различают следующие месторождения: а) хемогенные; б) органогенные; в) обломочные карбонатные. Основную промышленную ценность имеют месторождения осадочного морского происхождения. Значение их определяется условиями залегания продуктивных горизонтов и качеством сырья. Последнее определяется химическим составом, а также механической прочностью пород.

Известняки и доломиты, залегающие в виде пластов, обычно занимают большие площади. Размещение их определяется литолого-фациальными условиями. При региональных поисках известняков руководствуются геологическими (литологическими) критериями — развитием пород карбонатных формаций. Это позволяет выделять благоприятные территории возможного их развития. В процессе выветривания вокруг карбонатных пород образуются механические (CaCO_3 , Ca , $\text{Mg}(\text{CO}_3)_2$) и солевые ($\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$) ореолы, оконтуривание которых можно проводить по количеству CO_2 , полученного в специальном приборе путем разложения карбонатов 10%-ной HCl . Содержание углекислоты в рыхлых образованиях над карбонатными породами обычно в 2 раза больше, чем над другими породами.

Метод геологической съемки применяют на недостаточно изученных площадях, для которых отсутствуют геологические карты. При проведении этих работ устанавливают выходы карбонатных пород, условия залегания и границы распространения. Маршруты задают вкрест простиранию пород, на равных расстояниях (1,0—0,3 км) друг от друга, но в первую очередь вдоль склонов речных долин, а также по склонам возвышенностей. Маршруты, пройденные вкрест простиранию, следует сочетать с небольшим числом разрезов (1—3), пройденных по простиранию. При проведении поисков в закрытых местностях целесообразно использовать геофизические методы (вертикальное электроразведывание, симметричное электропрофилеирование). Эти методы позволяют определять мощность наносов, а также оконтуривать зоны развития карбонатных пород. Детальные поиски проводят на площадях, где были установлены горизонты, перспективные на карбонатные породы или вблизи разрабатываемых месторождений.

В слабо обнаженных районах существенную помощь оказывает карбонатная съемка, позволяющая проследить горизонты известняков. Пробы элювиально-иллювиальных образований массой 50 г отбирают с глубины 0,2 м. Расстояние между точками наблюдений и число их на единицу площади зависят от конкретных условий. Содержание карбонатов определяют газообъемным методом. По скорости разложения карбонатов судят о их составе.

Поиски обычно проводят комплексно с целью изучения карбонатных пород и выяснения возможного их использования. Для этих целей проводят минералого-петрографические исследования,

а также химико-спектральные анализы. При помощи последних определяют соотношение полезных и вредных (окись магния) примесей. В районах развития доломитизации необходимо изучать ее тип и масштабы.

Выявляют элементы, контролирующие размещение доломитизированных пород, стратиграфические уровни, зоны тектонических нарушений, путем послышной характеристики разрезов буровых скважин, горных выработок и обнажений. Содержание окиси магния устанавливают путем изучения образцов и шлифов с обязательным их прокрашиванием. Отбирают пробы на химический и термический анализы. При помощи последнего определяют количественное содержание кальцита. Установив тип доломитизации на стадии поисков или предварительной разведки, изучают литологическую изменчивость доломитизированной карбонатной толщи и ее состав в двух-трех параллельных профилях, а также в разрезе, пройденном вкрест простиранию по всей мощности карбонатной толщи.

Поисковые работы проводят в такой последовательности. Газовым методом по сети $0,5 \times 0,05$ км выявляют участки с наименьшей глубиной залегания известняков. В перспективных зонах проводят бурение и геохимическое изучение керна. Горизонты карбонатных образований с целью выделения наиболее чистых разновидностей детально картируют. Породы исследуют не только для установления контуров известняков, доломитов, но и для определения их качества. Изучают химический состав карбонатных пород с определением модулей: а) силикатного $\eta = \text{SiO}_2 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ и б) глиноземистого $\beta = \text{Al}_2\text{O}_3 / \text{Fe}_2\text{O}_3$. По этим параметрам классифицируют карбонатные породы и относят их к сырью, пригодному для получения цемента, а также для химической и других видов промышленности.

После предварительного изучения состава залежей карбонатных пород по выработкам составляют объединенные послышные пробы по 5—10-метровым интервалам. Рядовые пробы исследуют при использовании известняков: а) в качестве флюсов — на содержание Mg, CaO, SiO₂, Al₂O₃, P, S (для удешевления работ химические определения можно заменять термическими); б) для химической промышленности — на содержание CaO, MgO, SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, As, F, K, Na, H₂O (наряду с химическим анализом можно использовать количественный спектральный анализ); в) в производстве цемента — определяют коэффициент насыщения КН, указывающий, какая часть CaO в клинкере связывается с кремнеземом в форме аллита:

$$\text{КН} = \frac{\text{CaO} - (1,65 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0,35 \text{ Fe}_2\text{O}_3 + 0,7 \text{ SO}_3)}{2,8 \text{ SiO}_2}$$

Обычно проводят сокращенные анализы, заключающиеся в определении: CaO, SiO₂ (для производства флюсов), CaO, MgO, SiO₂ + P₂O₃ (для приготовления извести). Геохимические методы сочетают с геофизическими. Карбонатные породы, образующие

достаточно мощные и выдержанные по простираннию пластовые тела, линзы и пачки, выявляют по электрическому сопротивлению, что отражается на кривых ВЭЗ. При поисково-разведочных работах на известняки наиболее целесообразно применять электроразведку. Эти породы резко отличаются по значениям электрического сопротивления от доломитов и рыхлых образований. Геофизические методы помогают проследивать зоны распространения известняков, доломитов, мощность рыхлых образований, а также определять форму и размеры продуктивных горизонтов.

* *
*

1. Разнообразие генетических типов месторождений химического сырья обуславливает неодинаковый подход к поискам их с помощью геохимических методов. Наиболее общим критерием при поисках является использование в качестве элементов-индикаторов хлора и фтора, а также ртути. В месторождениях магматического, метасоматического, гидротермального и даже осадочного типов вокруг промышленных залежей наблюдаются ореолы, значительно превышающие промышленные залежи. Между их размерами обычно существует прямая зависимость.

2. Другие более частные признаки специфичны. Для магматических месторождений апатита ими являются петрохимические критерии. Геохимическая специализация интрузивов гранитов важна для оценки бороносности скарнов. Метаморфогенные залежи апатита, формирующиеся при определенных стадиях метаморфизма, характеризуются интенсивными радиоактивными аномалиями и отрицательными ореолами калия. Для экзогенных месторождений серы, калийных солей, фосфоритов важны литолого-фациальные признаки, обогащенность пород фосфором и калием. Между промышленными концентрациями и рассеянными содержаниями элементов в осадочных образованиях наблюдаются постепенные переходы. Ореолы вокруг продуктивных тел образуют промежуточные зоны между фоновыми и аномальными концентрациями. При пологом и горизонтальном залеганиях рудных тел (фосфориты) наблюдаются ореолы, вытянутые по простираннию пластовых залежей.

3. В отличие от месторождений неметаллических полезных ископаемых первой группы вокруг рудных тел месторождений второй группы развиваются ореолы элементов высокой контрастности. Аномалии фосфора, фтора, хлора, ртути, брома достаточно четко выявляются при геохимических исследованиях. В то же время (как и на объектах первой группы) на некоторых месторождениях горно-химического сырья гидротермального класса (флюорит) отмечены ореолы выноса (натрия, элементов группы железа).

4. При геохимических поисках некоторых типов горно-химического сырья (апатиты, фосфориты) целесообразно использовать радиоактивные элементы (U, Th, K), обладающие контрастными геохимическими показателями. Наиболее резкая дифференциация

в распределении указанных элементов происходит в зонах гидротермально измененных пород. Месторождения апатита уверенно фиксируются повышенным содержанием тория, пониженным — калия при нейтральном поведении или привносе урана. Для месторождений фосфоритов отмечается корреляция фосфора с ураном, а величина Th/U является индикатором глубины эрозионного среза рудных залежей. Гамма-спектрометрическими методами выделяют месторождения апатитов, фосфоритов и флюоритов.

5. Для выяснения промышленной ценности месторождений горно-химического сырья применяют дистанционные ядерно-физические методы исследования.

6. При поисках горно-химического сырья геохимические исследования необходимо сочетать с методами термографии (сера, флюорит), изотопными методами (сера), термолюминесценцией (апатит, флюорит), декриптофоническими исследованиями (флюорит).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТРЕТЬЕЙ ГРУППЫ

В этом разделе рассмотрены минералого-геохимические методы поисков месторождений, использование полезных ископаемых которых определяется: а) химическим составом и физическими свойствами агрегата (огнеупорные материалы — магнезит; керамические материалы — волластонит); б) физическими свойствами агрегата — цветные камни (нефрит), наполнители (талк), пигменты и наполнители бетона, строительные материалы (магматические, метаморфические и осадочные породы), теплоизоляторы (вермикулит, диатомит, перлит), адсорбенты и поглотители (опока, трепел, глина). Для объектов второй подгруппы химический состав имеет второстепенное значение, основным требованием к этому виду сырья является прочность и декоративность.

Значение неметаллов этой группы в народном хозяйстве исключительно велико. Добыча и освоение их проводится в огромных масштабах и в различных отраслях промышленности. Отличительная черта месторождений рассматриваемой группы — необходимость проводить качественную их оценку, основанную на исследовании химических, физических особенностей и вещественного состава полезных ископаемых. Дифференциация по геохимическим свойствам продуктивных и вмещающих пород обычно менее значительна, чем на рудных месторождениях.

Условия образования полезных ископаемых этой группы весьма разнообразны: выделяют эндогенные, метаморфические и осадочные типы месторождений.

Магнезит

Магнезит $MgCO_3$ — мономинеральная порода, состоящая в основном из минерала магнезита. Различают кристаллическую и скрытокристаллическую его разновидности. Месторождения относятся к гидротермально-метасоматическому и инфильтрационному типам. Первые имеют основное промышленное значение. Залежи сложены кристаллическим магнезитом, имеющим пласто- и линзообразную формы. Месторождения первого типа относятся к среднетемпературным, возникшим на умеренных глубинах. Магнезиты формировались в результате гидротермального воздействия на известняки хлоридных растворов, обогащенных магнием. Инфильтрационные месторождения, представленные аморфным магнезитом, локализуются среди серпентинизированных гипербазитов, подвергнутых гипергенезу в зоне выветривания. Скопления магнезита образуют линзообразные залежи. Параметры и промышленное значение месторождений этого типа невелики.

При поисках магнезита благоприятными признаками являются:

- 1) наличие в районе карбонатных толщ, контактирующих с выходами гранитоидов;

- 2) тектонические нарушения, зоны трещиноватости в карбонатных доломитизированных породах;

- 3) наличие ультрабазитов с отчетливо проявленными гипергенными процессами и формированием коры выветривания.

Минеральный состав месторождений первого типа: кальцит, доломит, анкерит, арагонит, а также барит, апатит, тальк, серпентин, хлорит, кварц, графит, пирит, халькопирит, арсенопирит, циркон, пирохлор, гётит. В пределах инфильтрационных месторождений магнезит ассоциирует с кальцитом, арагонитом, опалом, нонтронитом, гимнитом, пикролитом.

В делювиально-элювиальных образованиях часто наблюдаются обломки магнезита, что является поисковым признаком коренных источников.

В гидротермально-измененных породах, развивающихся около магнезитовых тел, установлены следующие примеси: хлор, калий, натрий, литий, барий, стронций, медь, мышьяк, цирконий, ртуть. В самих магнезитах отмечаются примеси, в %: K_2O 0,38; Na_2O 0,34, а также (в $n \cdot 10^{-3}\%$): Cu 0,6; Zn 3; Pb 0,3; V 0,3; Sc 0,8; Li 0,2; Nb 5; Sn 0,8; B 6.

Таким образом, типоморфными элементами-индикаторами магнезитовой минерализации являются: хлор, щелочные элементы, барий, стронций, цинк, свинец, медь, что позволяет использовать геохимические методы для поисков месторождений магнезита. В закрытых районах применяют гидрохимические исследования (выявление аномальных концентраций Mg в водах), а также металлометрическую съемку. При проведении последних следует учитывать состав вмещающих пород, мощность рыхлых образований и генетические особенности месторождений. Залежи магнезита, залегающие в доломитах, фиксируются вторичными ореолами хлора, бария, стронция, ртути, мышьяка, а также сочетанием зон привноса и выноса элементов группы железа. Используются магнитометрия, электроразведка и радиометрия. По результатам радиометрических исследований (гамма-каротаж) отмечают пониженную активность магнезитов и доломитов продуктивных свит.

На разведочном этапе работ для выявления слепых и глубокозалегающих тел магнезита рекомендуют изучать первичные ореолы. Согласно универсальному ряду зональности для надрудных зон характерно развитие кальцита, барита, а также повышенное содержание хлора, мышьяка, ртути, бария, а для подрудных — увеличение концентраций меди, цинка, ванадия.

Волластонит

Волластонит $Ca_3(Si_3O_9)$ относится к силикатам группы пироксенондов. Наиболее перспективны волластонитовые образования, приуроченные к гренвилльской серии верхнего архея (США). Они

представлены волластонит-диопсидовой породой с содержанием волластонита до 75%. Он образуется в результате термального метаморфизма песчано-глинистых карбонатсодержащих пород. При его поисках благоприятной предпосылкой является наличие гранат-диопсидовых пород.

Характерный ряд спутников волластонита — гранат, диопсид, везувиан, геденбергит, эпидот, цоизит, флогопит, аксинит, хлорит, скаполит. Элементами-индикаторами волластонитовой минерализации являются: бор, фтор, хлор, стронций, барий, ртуть, натрий, калий, галлий, свинец, медь, цинк. По данным анализов в минерале устанавливаются следующие содержания элементов (в %): Na — до 0,15; K — до 0,07, а также (в $n \cdot 10^{-3}\%$): Cu 0,5; Zn 6; Pb 0,8; Ni 0,5; Co 1,0; Cr 1,0; Mo 15; Sr 0,2; Sc 1,0; Ti 5; Be 0,4; Zr 10; La 8; В 10. Проявления в скарнах представлены главным образом пироксен-гранатовыми образованиями.

При поисках месторождений волластонита необходимо иметь в виду, что коренные залежи мономинеральных тел редко обнажаются на поверхности. Волластонитовые образования сопровождаются осветленными полевошпатовыми и пропилитизированными породами, характеризующимися развитием вокруг них аномалий стронция, бария, натрия, хлора, ртути. Зоны контакта волластонитовых скарнов резко отличаются от вмещающих их пород. Косвенным признаком наличия волластонитовых тел на глубине является наличие на современном уровне среза осветленных мраморизованных пород (кальцифиров), метасоматитов, скарнов, в которых встречаются андрадит, геденбергит, а также арсенопирит, скаполит. Опытные-методические геохимические исследования на месторождениях волластонита не проводились.

Брусит

Брусит — кристаллический гидрат окиси магния — является основной частью брусититовых пород, в состав которых входят также карбонаты и диопсиды. Бруситы приурочены к контактово-магнезиально-карбонатным образованиям, возникшим при взаимодействии гранитоидов с ультрамагнезиальными породами субстрата на небольшой глубине. Последние являются источником магния при образовании брусита. По данным П. П. Смолина (1978 г.), метамагнезиальные породы связаны с проявлением эксплозивного вулканизма, а четко выраженная ассимиляция вещества — с взаимодействием интрузивов с вмещающей толщей. Метамагнезиальные образования представлены переходными разностями от силикатных (роговики) до чисто карбонатных (мраморы, брусититы) и промежуточных (кальцифиров), а также силикатно-карбонатными офикальцитами и силикатными серпентинитами. Условия образования бруситов определяют критерии их поисков. Локализация бруситовых руд в пределах перспективных зон определяется характером первичных вмещающих пород, валовая магнезиальность которых отвечает серии доломит — магнезит. Образование моно-

минеральных бруситов происходит за счет древних магнезитов в результате контактового метаморфизма.

Минералами-спутниками бруситов являются форстерит, гумитовые фторсиликаты, флогопит, диопсид, эденит, шпинель, авгит, энстатит, куммингтонит, тальк, антофиллит, тремолит, флюоборит, хризотил, антигорит, хлорит, кальцит. Форстерит связан преимущественно с кальцифирами, а диопсид и эденит — со скарнами. Элементы-примеси магнезиальных скарноидов: фтор до 0,86%, сера до 2,4%. Первый элемент весьма характерен для офиокальцитов. Отмечают резкие неравномерные колебания содержания щелочей при преобладании калия в магнезиальных скарноидах. Для бруситов характерно низкое содержание окиси железа (до 0,2%), глинозема (десятые доли процента). К числу индикаторов бруситовой минерализации относятся стронций, барий, бор, литий, отмечающиеся в повышенных количествах в магнезиальных скарноидах. Специализированные геохимические исследования на месторождениях брусита практически не проводились.

Тальк

Тальк $Mg_6[Si_8O_{12}](OH)_4$ относится к силикату гидрата магнезия. Известны контактово-метасоматические, гидротермальные и метаморфические месторождения. Первые образуются близ контакта доломитов и доломитизированных известняков с гранитоидами и делятся на две подгруппы: а) возникшие с привнесом CO_2 и б) связанные с привнесом SiO_2 . Вторые, связанные с серпентинизированными ультрабазитами, подразделяются на объекты: а) образованные благодаря привнесу CO_2 ; б) образованные благодаря привнесу SiO_2 . Метаморфогенные залежи тальцитов и тальковых камней связаны с привнесом MgO и CO_2 в сланцы и доломиты.

Тальковая минерализация образовывалась при воздействии углекислых и кремнистых гидротермальных растворов, обогащенных водой и хлором, генетически связанных с гранитоидами, на магнезиально-карбонатные породы и гипербазиты. Под влиянием гидротермального метасоматоза железистые силикаты ультрабазитов превращаются в тальк, магнезит и магнетит. При привнесу CO_2 в результате метаморфических процессов по ультрабазитам формируются тальк-карбонатные и карбонат-тальковые породы, при привнесу SiO_2 образуются талькиты. При метаморфизме мергелей (без привноса CO_2) образуются тальк-хлоритовые породы. Месторождения талька образуются в широком диапазоне температур и давлений, преимущественно в щелочных условиях, которые возникают в результате постмагматической деятельности интрузий и регионального метаморфизма.

В экзогенных условиях тальк сохраняется, а сопутствующие минералы дезинтегрируются и изменяются.

Генетические особенности талька определяют их поисковые признаки, к которым могут быть отнесены:

1) наличие магнезиальных пород (ультрабазиты, серпентиниты, магнезиальные карбонатные) и гранитоидов;

2) породы, метаморфизованные в стадию зеленых сланцев, а также антигоритовые серпентиниты;

3) тектонические нарушения в породах, сопровождающиеся развитием зон смятия, рассланцевания, а также выходами кварцевых жил.

Предпосылки применения геохимических методов при поисках талька. Парагенетическими спутниками талька являются минералы, видовой состав которых определяется главным образом характером вмещающих пород. Скопления талька, возникающего по ультрабазитам, сопровождаются магнетитом, гематитом, серпентином, бруситом, кальцитом, асбестом, амфиболом, хлоритом, биотитом, хромитом, турмалином, монтмориллонитом, магнезитом, гипсом. При метаморфизме карбонатных пород образуется тальк в ассоциации с диопсидом, тремолитом, энстатитом, флогопитом, скаполитом, актинолитом, магнетитом, графитом, серпентином. При развитии различных по составу пород (сланцы с реликтами доломитов, доломиты и диабазы), сопутствующими тальку минералами являются: серицит, кварц, хлорит, актинолит, графит, тремолит. Основными сопутствующими минералами талька, связанного с контактово-реакционными образованиями магнезиально-скарновой формации, являются: диопсид, форстерит, тремолит, антофиллит, флогопит, графит, шпинель, кварц. Вторичные минералы представлены серпентином и бруситом. Среди перечисленных минералов главными являются: форстерит, серпентин, тремолит, актинолит, серицит, графит, магнезит, антофиллит, диопсид; второстепенными — флогопит, хлорит, карбонат, кварц, пирит, магнетит, гипс, турмалин, асбест, хромит, гематит, скаполит, брусит.

Анализ данных минерального состава тальковых руд, а также сопутствующих твердых фаз в окружающих породах свидетельствует, что основными химическими компонентами их являются: SiO_2 , MgO , CaO , $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , TiO_2 , H_2O , CO_2 . Геохимическими индикаторами тальковых руд, ассоциирующих с тремолитом и образованных за счет изменения карбонатных пород, являются F и Na, содержания которых колеблются соответственно от 0,11 до 4,65% и от 0,5 до 2%. В апокарбонатных тальковых образованиях содержатся очень небольшие концентрации элементов-примесей, главными из которых являются Sr, P, F, Ba. При формировании талька в результате гидротермального метаморфизма ультрабазитовых пород в рудах отмечаются Ni, Cr, Co, Cs, Cu, V. Тальковые образования, формирующиеся за счет тех или иных пород субстрата, наследуют ряд особенностей их состава и элементов-примесей. При процессах талькообразования вода, кремнезем, углекислота, хлор, фтор, натрий, калий, литий приносятся извне, а основной компонент — магний — заимствуется из вмещающих пород. Частично источником CO_2 в минералообразующих растворах являлись вмещающие породы (мраморы, углестые вещества). Этим обусловлены миграция и перераспределение

элементов, тесно связанных с магнием, фтором и хлором в тальковых зонах. Из вмещающих пород выносятся не только магний, но и никель, хром, титан, а также фосфор. Для тальковых пород, образовавшихся за счет гипербазитов, характерно присутствие кобальта (до 0,02%), а для талька, сформированного за счет песчано-глинистых пород, — циркония (до 0,03%).

В качестве критериев поисков талька выступают петрохимические показатели — развитие антигоритовых серпентинитов, в которых отношение окиси магния к сумме окислов группы железа колеблется от 7 до 8,5 [23]. Выходы в этих районах кислых интрузивов являются дополнительной благоприятной предпосылкой. Особый интерес представляют непосредственные контакты гипербазитов с гранитами. Эти контакты, наиболее доступные растворам, выявляются ртутнометрической съемкой. В связи с повышенной радиоактивностью гранитов для установления положения контакта можно использовать радиометрию. Исходя из приведенных данных, типоморфными элементами-индикаторами тальковой минерализации являются: фтор, хлор, калий, натрий, фосфор, цирконий, а также элементы группы железа. Тальк с небольшим содержанием карбонатов имеет потерю при прокаливании от 6 до 13%, что позволяет использовать термографию при поисках.

Тальковые и вмещающие их породы обладают определенной дифференцированностью в составе, что создает благоприятные предпосылки для использования геохимических методов. В рыхлых образованиях, а также в растениях, локализующихся над гипербазитами, установлены положительные аномалии Cr, Ni, Cu, Co, Zn.

Методика работ. Коренные залежи талька очень редко обнаруживаются на поверхности. Обычно они перекрыты элювиально-делювиальными образованиями. При проведении поисковых исследований в масштабе 1 : 50 000 рекомендуют применять гидрохимические методы с целью определения аномалий магния, а также геоботанические методы при наличии мощного чехла рыхлых образований. Тальк устойчив в зонах гипергенеза и поэтому хорошо сохраняется в элювиально-делювиальных образованиях; наблюдаются хорошо проявленные на местности чешуйки этого минерала. Обломки талька сохраняются в аллювиальных образованиях и четко отличаются по своему внешнему виду от пород другого состава.

При поисках тальковой минерализации, связанной с гипербазитами, следует учитывать повышенное содержание в последних Ni, Co, Cr, V, Cu. При литохимических поисках по открытым ореолам рассеяния в пробу отбирают мелкую (< 0,5 мм) песчано-глинистую фракцию элювиально-делювиальных образований с глубины 0,2 м. Пробы анализируют на Cl, F, Ag (специальные методы), K, Na, Li, Rb (пламенная фотометрия), а также Ni, Co, V, Cr, Zn, Y, Zr (спектральный анализ).

Тальковые залежи обычно приурочены к периферии гипербазитов. Для выявления залежей следует учитывать, что вокруг них

отмечаются положительные и отрицательные ореолы элементов группы железа, а также повышенные концентрации F, Cl, Hg, P. В районах, где вблизи гипербазитов развиты дайки гранит-порфиров и гранитов, следует обращать внимание на дисперсии в содержании таких элементов, как Ba, Pb, Zn, Zr, P. Проводят магнито-разведочные работы, с помощью которых устанавливают зоны контактов гипербазитовых массивов, как наиболее перспективных для выявления залежей талька. Тальковые тела отчетливо выделяются эманационной съемкой по минимуму концентрации радона. При проведении разведочных работ целесообразно изучать эндогенные ореолы Cl, F, Hg, K, Na, Rb, Li, фиксирующие тальковую минерализацию. Особое внимание следует обращать на сочетание ореолов привноса и выноса, фиксирующих эпицентры продуктивных тел. В комплексе с геохимическими методами весьма эффективна термография, позволяющая выявлять ореолы пропаривания и зоны пород, обогащенных водой. По данным термического анализа в тальковых образованиях отмечают четкий и интенсивный эндотермический пик при 965°C . К важным геохимическим признакам относится зональность. На основе определения ее показателей, изучения корреляционных связей элементов, а также по данным дифференциального фазового анализа на ртуть можно прогнозировать наличие тальковой минерализации на современном эрозионном срезе и глубине.

Жадит

В природных условиях жадит представляет собой полиминеральный тонко- или мелко- до среднезернистого агрегат, состоящий из пироксенов, обогащенных натрием, которые находятся в тесном сростании с диопсидом, геденбергитом и эгирином. Хорошо образованные кристаллы жадеита (пироксена) очень редки. Различают собственно жадит (жадеита не менее 80%) и диопсид-жадеит (жадеита 40—60%). Эндогенные месторождения жадеита представлены: а) жадеитизированными жилами лейкократовых гранитов, б) преобразованными в жадит жилами лейкократовых габброидов; в) жадеитизированными эффузивно-осадочными образованиями. Известны также элювиально-делювиальные и аллювиальные россыпи жадеитов. Эндогенные месторождения образуются в результате метаморфических преобразований, заключенных в гипербазитах включений жильных алюмосиликатных пород, обогащенных плагиоклазом, при высоких давлениях. Преобразование жильных лейкократовых гранитов, а также габброидов происходит под действием натровых растворов, образующихся при региональном метаморфизме в условиях высокого давления (2,5 ГПа).

Общими поисковыми признаками месторождений жадеита являются:

1) наличие ультраосновных пород дунит-гарцбургитовой формации (гарцбургиты, дуниты, перидотиты) с широким развитием

жильной свиты (плагнограниты, кварцевые диориты, габброидные тела);

2) интенсивная серпентинизация гипербазитов в краевой эндоконтактной зоне массивов, наличие оторочек вишневых серпентинитов; перспективны гипербазиты, в которых наблюдаются включения жильных тел гранитоидного состава;

3) развитие в гипербазитах метасоматитов-альбититов, плагноклазитов, а также ксенолитов метаморфизованных спилитов и кератофиров;

4) широкое развитие натровых гранитов, метасоматитов и номинеральных альбититов;

5) тектонические нарушения сдвигового характера, способствующие раскалыванию гипербазитов на отдельные блоки, а также тектониты, зоны расланцевания, зеркала скольжения;

6) наличие в серпентинитах зональных метасоматических тел с амфиболовыми, хлоритовыми и мелкочешуйчатыми серпентиновыми каймами.

Предпосылки применения геохимических методов при поисках жадеита. В связи с многостадийным характером минерализации на месторождениях жадеита отмечают разнообразный комплекс минералов. Выделяют три группы минералов: 1) реликтовые магматических горных пород — альбит, роговая обманка, оливин, ромбический пироксен; 2) метаморфические, связанные с продуктивной высокотемпературной стадией, — жадеит, диопсид, омфацит, хлормеланит, шпинель, натролит, альбит, мусковит (фуксит), цонзит, арфедсонит, кроссит, пектолит, гроссуляр, магнетит, самородный свинец; 3) гидротермальные, гидротермально-метасоматические, наложенные на жадеитовую минерализацию — нефелин, альбит, кварц, диопсид-жадеит, хлормеланит, эгирин, флогопит, везувит, цонзит, актинолит, тремолит, хлорит, щелочные амфиболы, анальцим, пирит, мусковит, хризотил, антигорит, сфен, пумпеллит, пренит, стильпномелан, циркон, тальк, канкринит, гематит.

Минералами-индикаторами жадеитоносности являются гидрогранат андрадитового и гроссулярового состава, Na-актинолит, пироксен, магнетит. Минералогическим поисковым признаком жадеитовой минерализации является развитие в метасоматических телах эгирина, хлормеланита, канкринита, натровых амфиболов и других минералов, обогащенных натрием. Широкое развитие последних является благоприятным признаком, свидетельствующим о высокой концентрации этого элемента в минералообразующих растворах. Косвенными признаками служат развитие в породах пироксенов сложного и непостоянного состава (эгирин, диопсид, жадеит), а также антигоритовый состав серпентинитов, наличие тектонитов, обогащенных магнетитом и имеющих характерный черный цвет. Указанием на возможность обнаружения зеленых разновидностей жадеитов является присутствие серпентинитов, окрашенных в вишневый цвет за счет формирования тонких пленок гематита, а также присутствие в породах омфацитов. Первоначальный состав горных пород субстрата при воздействии минералооб-

разующих растворов существенно изменяется. По сравнению со свежими гарцбургитами и слабозмененными серпентинитами в околорудных антигритовых тектонитах преобладают гидрогранат (в 5 раз), Na-актинолит (в 3 раза), пироксен сложного состава с жадеитовой составляющей (в 100—120 раз), магнетит (в 3 раза), самородный свинец (в 7 раз) [37]. Противоположная тенденция характерна для магнетита в хромовой шпинели. Последняя в околорудных зонах дезинтегрируется и изменяется.

В жадеите установлены примеси марганца, никеля, хрома, двух- и трехвалентного железа, а в газожидких включениях присутствуют галит, углекислота, бикарбонаты.

Типоморфными элементами-индикаторами продуктивной минерализации являются Na, K, Cr, Ti, Cl, Cu, Ni, V, As, Sb, Pb, Hg, Zr, Hf, Zn, Sn. В процессе минералообразования происходили миграция и перераспределение элементов-индикаторов в жадеитоносных зонах, сопровождающиеся формированием положительных и отрицательных аномалий и резкой дисперсией в содержании примесей. Ввиду диффузии хрома и железа из серпентинитов в процессе метасоматоза эти примеси проникали в кристаллическую решетку минералов, окрашивая жадеит и цоизит в зеленый цвет. Натровому метасоматозу подвергаются альбититы и плагиоаплиты. Благодаря локализации последних на контакте с серпентинитами в продуктивных зонах наблюдаются «антагонистические» элементы, характерные для пород гранитоидного (Zr, Hf, Zn, Pb, Sn, W) и основного (Ni, Cr, V, Ti) рядов. Вмещающие породы, развитые за пределами жадеитоносных зон, содержат незначительные количества хлора, натрия, ртути. В перспективных на жадеит зонах в результате наложенных процессов содержания названных элементов резко увеличиваются. На заключительных стадиях жадеитообразования растворы обогащаются Cr, Ni, Ca за счет выщелачивания из вмещающих пород субстрата.

Методика работ. При проведении поисковых работ при региональной геологической съемке в масштабе 1:200 000 на основе анализа и обобщения геологических данных выделяют площади распространения гипербазитов и зоны распространения альбититов. Для оценки жадеитоносности используют петрогеохимические критерии, позволяющие выделять перспективные на жадеит массивы из общей массы гипербазитовых интрузивов. При этом учитывают следующие факторы — глубину образования интрузивов, состав вмещающих пород, направленность постмагматических процессов. Глубина формирования, степень эродированности массивов (фациальность) определяются по совокупности петрохимических показателей — коэффициенту фациальности K_f и магнезиальности M/F . Массивы с $K_f < 0,1$ и $M/F > 10$ являются неперспективными для поисков жадеита [37]. Наиболее благоприятны для образования продуктивной минерализации массивы, характеризующиеся умеренной фациальностью, для которых типичны следующие количественные показатели жадеитоносности: $K_f = 0,13$, $M/F = 9,1—9,3$, умеренная железистость ($f = 0,09$). Для образования жадеита

благоприятны следующие факторы: а) развитие серпентинитов вишневого цвета с незначительными концентрациями Fe^{2+} , Cr и максимальными — Mn, Al, Ca, Fe^{3+} ; б) присутствие темно-зеленых пироксенов — омфацитов и хлормеланитов; в) развитие зон метасоматитов, сопровождающихся мощной глинистой оторочкой; г) развитие вокруг крупных жадеитовых тел тектонитов, характеризующихся отрицательными ореолами взрываемости газожидких включений.

Наиболее целесообразно применять геохимические методы на стадии разведки, сопровождающейся проходкой дорогостоящих горных выработок. Геохимические исследования позволяют устанавливать интенсивность развития жадеитовой минерализации, размеры минерализованных зон, перспективы оруденения на глубину. Для обнаружения ореолов элементов-индикаторов жадеитообразования Cl, Na, K, Fe, Cr, Mn опробуют коренные породы. Пробы из коренных пород отбирают из обнажений, горных выработок, скважин по мере их проходки, методом пунктирной борозды. Из интервала опробования (обычно 3—5 м) через равные промежутки отбирают 5—6 сколков пород, которые объединяют в одну пробу массой 150—200 г. Встреченные по профилю тектониты, дайки, жилы опробуют отдельно. При обработке результатов анализов особый интерес представляют ореолы Cl, Na, K в околорудных зонах, представленных хлорит-актинолит-флогопитовыми метасоматитами. Фиксируют отрицательные ореолы, характерные для внешней зоны околорудных серпентинитов. Черные и вишневые серпентиниты, обогащенные Fe, Mn, Al, Ca, являются указателями присутствия зеленых жадеитов.

При разбраковке аномалий учитывают их комплексность, контрастность, высокую дисперсию, сочетание положительных и отрицательных ореолов, фиксирующих эпицентры зон жадеитообразования. Для оценки уровня эрозионного среза используют осевую зональность ореолов. Критериями, предопределяющими оценку массивов на скрытое оруденение, являются отношения линейных продуктивностей, в числителе которых находятся параметры ореолов надрудных элементов, а в знаменателе — подрудных. Уровень эрозионного среза аномалий оценивают сравнением величин указанных выше параметров с таковыми ореолов известных продуктивных тел. Обнаруженные жадеитоносные тела вскрывают горными выработками с целью установления размеров залежей и определения качества жадеита (цвет, однородность или пятнистость окраски, степень просвечиваемости).

Нефрит

Нефрит представляет собой плотную массивную породу преимущественно яркого зеленого цвета, состоящую из тремолита, актинолита и роговой обманки. Известны эндогенные и экзогенные месторождения. К первой группе относятся объекты, связанные с серпентинитами и метаморфическими породами основного состава.

Ж экзогенным относятся аллювиальные, элювиально-делювиальные образования, образующиеся в результате разрушения коренных пород. Нефрит образуется вследствие процессов железо-магниево-кальциевого метасоматоза гипербазитов (на границе алюмосиликатных пород с серпентинитом), размещенных в тектонически ослабленных зонах, контролируемых дайками гранит-порфиров и гранитов. Большинство месторождений нефрита образовалось на границе двух сред (серпентинит + родингит + альбитит; серпентинит + дайки основного состава; серпентинит + гранитоиды). Вдоль разломов мигрировали минералообразующие растворы, заимствовавшие кальций из пород субстрата и прежде всего из даек основных пород. Часть компонентов привносилась из глубин магматических очагов (Cl, F, Hg, CO₂ и др.). Геологическими предпосылками и поисковыми признаками нефритоносности являются:

1) выходы ультраосновных и основных пород дунит-гарцбургитовой формации с зонами серпентинизации вдоль контактов с дайками кислых пород, сопровождаемые различными метасоматическими образованиями — альбититами, родингитами, листовенитами и тремолитизированными породами;

2) наличие внутри частично серпентинизированных массивов, а также в их контактовых зонах протяженных и выдержанных зон разломов, по которым внедрялись дайки габбро, гранитов и проникали минералообразующие растворы;

3) проявление зон катаклаза гипербазитовых массивов; развитие типовой метасоматической колонки: хризолит — лизардитовый серпентин — перекристаллизованный антигоритовый серпентин — нефрит — родингит — алюмосиликатные породы основного или кислого состава.

В связи с различием вмещающих нефритоносные зоны пород разнообразны парагенные ассоциации минералов, образующихся при метасоматических процессах:

1. Для объектов, связанных с гипербазитами, контактирующими с алюмосиликатно-карбонатными породами, характерно развитие таких минералов как диопсид, гроссуляр, гидрогроссуляр, пектолит, волластонит, везувиан (кальциевые силикаты), а также тремолит, актинолит, цоизит, альбит, кварц, гранат, карбонат, лейкоксен, биотит, фуксит, апатит, сфен, магнетит, гематит, графит, асбест. Если среди месторождений наблюдаются апогаббровые родингиты, широко развиты диопсид и цоизит, характеризующиеся ярким светло-желтым цветом и четко прослеживающиеся в полевой обстановке. Кроме того, встречаются гидрогроссуляр, пироксен и везувиан. При наличии в серпентинитах даек гранитов около нефритоносных тел развиваются кварц, эпидот, тремолит, хромшпинелиды и магнетит. При образовании нефрита на контакте серпентинита с альбитом по серпентиниту развиваются тремолит, диопсид, тальк и карбонат. Массивы с родингитовой и нефритовой минерализацией по составу можно классифицировать как хлорит-лизардитовые и лизардитовые серпентиниты, для которых характерно отсутствие антигорита.

2. В месторождениях нефрита, связанных с метаморфическими породами, широко развиты роговая обманка, авгит, уралит, тремолит, хлорит, эпидот, цонзит, кварц, серпентин, тальк, волластонит, кальцит и пирит.

Характерными элементами-примесями нефритов являются (в %): титан до 0,1, хром до 1,0, никель 0,17, кальций 0,1, стронций, барий, фосфор, углекислота, хлор.

По петрохимическим признакам нефритоносные массивы являются среднеглубинными; по фаціальности они занимают следующее место в общем ряду гипербазитовых интрузивов: безрудные — нефритоносные — жадеитоносные — хризопразоносные [37].

Для гипербазитов, с которыми связаны проявления нефритовой минерализации, магнезиальность (число Хесса — Соболева) составляет 9,9—10,4; коэффициент фаціальности $K_f = 0,11—0,12$. Благоприятной предпосылкой для применения геохимических методов при поисках нефритовой минерализации является то, что состав серпентинитов резко отличен от окружающих алюмосиликатных пород. Нефритовые тела сопровождаются первичными ореолами элементов-индикаторов, а также ореолами пропаривания во вмещающих серпентинитах. Серпентиниты характеризуются повышенными концентрациями кальция при стабильных содержаниях CO_2 , что является особенностью ореолов тремолитизации. Отмечается также контрастное увеличение концентраций бария, стронция, ртути, цинка и свинца. Размеры аномалий в 2—3 раза превышают мощность нефритовых жил. Вокруг последних развиваются положительные и отрицательные аномалии титана (резкие дисперсии в их содержаниях). Содержание воды в породах при приближении к продуктивным зонам увеличивается от 1,0 до 10,8%, что позволяет применять термографию при поисках нефритовых тел.

Методика работ. Попутные поиски должны проводиться в районах с известной нефритовой минерализацией. На основе анализа и обобщения имеющихся геологических материалов выделяются площади распространения гипербазитов. При этом следует руководствоваться магматическими, структурно-тектоническими, метаморфическими и петрохимическими предпосылками. Основным методом поисков при региональной геологической съемке в масштабе 1 : 200 000 является выделение и прослеживание в гипербазитах благоприятных геологических структур и петрографических комплексов в ходе геологических маршрутов. Осматривают поля жильных пород в гипербазитах, зоны серпентинизации, рассланцевания, в пределах которых фиксируются гранитоиды.

По петрохимическим критериям (при коэффициентах магнезиальности 10, фаціальности 0,12) в совокупности с геологическими данными можно выделять нефритоносные массивы из общей массы гипербазитовых интрузивов. В процессе проведения поисковых работ особое внимание следует уделять обследованию речных долин, пересекающих ультрабазиты, обломкам нефрита, измененных пород, характерных вмещающих пород, которые хорошо отличаются по внешнему виду от обломков другого состава. Похожие друг

на друга нефрит и серпентин различают по твердости, вязкости, а также по геохимическим признакам и рентгеноструктурному анализу.

Попутные поиски нефрита при проведении геологической съемки в масштабе 1 : 50 000 проводятся на участках, где имеются благоприятные магматические и метаморфические поисковые предпосылки. При проведении литогеохимической съемки по вторичным ореолам рассеяния пробы массой 200 г отбирают из представительного для данных условий горизонта рыхлых образований. Детальные поисковые работы проводят в районах с установленной нефритовой минерализацией и на сопредельных площадях. Масштаб опробования 1 : 10 000. В полузакрытых районах опробуют элювиальные образования по профилям, ориентированным вкост вероятного простирания рудоносных структур. Мелкую фракцию отобранных проб (—0,1 мм) после истирания передают на анализ.

При геохимических исследованиях (в связи с небольшими размерами нефритовых тел) фиксируют сопутствующие нефритам метасоматические образования — родингиты, состоящие из цоизита, хлорита, тремолита, альбита, граната, везувiana и характеризующиеся повышенным содержанием кальция, фосфора, натрия и хлора. При этом учитывают, что при инфильтрационно-диффузионном метасоматозе преобразование габбро, гранитов и серпентинитов происходит по обе стороны их контакта; нефрит формируется по серпентинитам, а габброиды замещаются амфиболитизированными породами. В этом случае наблюдается формирование ореолов, не характерных для гипербазитов — Li, Zr, Be, P, W, B, Sn, Na, связанных с гранитами, а также повышенное содержание элементов группы железа, кальция, магния и хлора.

В открытых районах, где степень обнаженности коренных пород является достаточной для обнаружения и оконтуривания в заданном масштабе аномалий, изучают первичные ореолы. Горные породы опробуют по профилям, располагающимся вкост простирания минерализованных зон. Расстояние между профилями составляет 50—100 м. Отбор проб при изучении первичных ореолов производят методом пунктирной борозды (шаг опробования 5—10 м) путем точечной отбойки 5—7 сколков размером 3—4 см примерно через одинаковые расстояния (от 0,5 до 2 м) друг от друга. Отобранные кусочки объединяют по каждому интервалу в одну пробу массой 200 г. В связи с тем что эндогенные ореолы образуются выше нефритовых жил, геохимические методы можно использовать для прогноза оруденения на глубину. Индикаторами надрудных зон являются ртуть, хлор, барий и стронций. При оценке уровня эрозионного среза геохимических аномалий рекомендуют использовать параметры мультипликативных ореолов, поскольку их зональность является более контрастной. Нефритовые тела, выявленные в процессе поисков, опробуют. Штуфные пробы размером 50×30×30 мм отбирают из каждого нефритового тела для изучения их качества.

Лазурит

Поделочный или ювелирный лазурит, обладающий синей, голубой, сине-фиолетовой окраской, представляет полиминеральный агрегат, состоящий из изометричных, неправильных зерен собственно лазурита и тесно сросшихся с ним кальцита, доломита, диопсида, флогопита и содалита.

Промышленные скопления лазурита в связи с силикатно-магнезиальными скарнами локализируются в зонах окварцевания будин силикатных пород (граниты, аплиты, пегматиты, реже гнейсы) среди доломитовых мраморов и кальцифиров. Образование лазурита происходило в результате реакционно-метасоматических процессов. Силикатные породы субстрата (пегматиты, аплиты, граниты) являлись источником кремнезема, алюминия, а доломитовые мраморы — кальция, серы. Перераспределение элементов (Al, Mg, Si) между силикатными породами и контактирующими с ними доломитовыми мраморами осуществлялось как под влиянием восходящих постмагматических растворов, привнесивших Cl, Na, F, Hg извне, так и в результате диффузии поровых растворов. Лазуритизация полевошпатовых пород наиболее полно проявляется при низком содержании в минералообразующих растворах кремнезема относительно глинозема и высоком значении химического потенциала натрия.

Поисковыми признаками месторождений лазурита являются:

1) терригенно-карбонатные образования (доломиты, мраморы), контактирующие с будинированными жильными телами кислых магматических пород, локализующихся в зонах ультраметаморфизма регрессивного этапа; 2) наличие в горизонтах доломитовых и кальцит-доломитовых мраморов будинированных маломощных жил полевошпатных пород, а также серы;

3) наличие в доломитовых мраморах будинаж-структур, антиклинальных структур, мелких складок, послонных зон трещиноватости;

4) магматические или ультраметаморфические породы повышенной щелочности.

Минералы-индикаторы. Лазурит обычно находится в тесном сростании с кальцитом, диопсидом, флогопитом. В ассоциации с ними отмечают полевые шпаты, гаюин, содалит и пирит. Кроме того, на месторождениях лазурита магнезиально-скарновой формации встречены доломит, форстерит, флогопит, шпинель, гастингсит, эгирин, скаполит, нефелин, цеолиты, ангидрит, серпентин, графит, скаполит (мериолит), пирротин и марказит. Менее сложный минеральный состав наблюдается на месторождениях лазурита, связанных с известковыми скарнами. Обычно отмечают кальцит, пирит, волластонит. Условия лазуритообразования способствовали образованию как сульфидов (пирит, пирротин), так и сульфатов (ангидрит). Минералогическими поисковыми признаками лазуритовой минерализации является присутствие в доломитовых и кальцит-доломитовых мраморах включений пирита, а также серы, раз-

витие во вмещающих карбонатных образованиях калиевополевошпатовых пегматитов и аплитов, подвергшихся будинажу, с образованием по тектоническим трещинам скаполита, гаюина, нефелина, гастингсита, эгирина, кальцитовых участков. Критерием лазуритонности является наличие в будинах полевошпатовых пород с признаками интенсивной десиликации и доломитизации, сопровождающихся уменьшением кварца, замещением калневого полевого шпата диопсидом, наличием крупнокристаллического кальцита. Благоприятным признаком является незначительное проявление среди метасоматических образований в доломит-кальцитовых мраморах шпинель-форстеритовых и флогопитовых парагенезисов.

Исходя из особенностей минерального состава, а также химических анализов, основными типоморфными элементами-индикаторами лазуритовой минерализации являются сера, хлор, ртуть, барий, стронций, калий, натрий, литий, рубидий, бериллий, бор, фтор, мышьяк, сурьма, медь, никель, кобальт. Основная масса компонентов для образования лазурита заимствовалась из вмещающих пород (Ca, Al, Si, S), а щелочные (Na, K, Li), галоидные и летучие соединения (Cl, F, Hg, As) привносились растворами извне. Натрий и хлор могли частично заимствоваться из вмещающих пород субстрата.

Лазуритовые зоны, окруженные измененными мраморами, характеризуются аномально высоким содержанием стронция. Последний наряду с барием является одним из эффективных геохимических индикаторов. Доломитовые мраморы и неизменные гнейсы, развитые за пределами месторождений, содержат соответственно $49 \cdot 10^{-4}\%$ и $45 \cdot 10^{-4}\%$ стронция: в форстеритовых кальцифирах концентрации этого элемента увеличиваются в 3—7 раз, а в пироксеновых скарнах в 3—4 раза [13]. В связи с проявлением лазуритовой минерализации наблюдается значительное обогащение пород стронцием (от 0,11 до 0,22%), что в 20—45 раз больше, чем в флогопитовых мраморах и в 5—14 раз больше, чем в скарнах и кальцифирах. При образовании скарнов магматического этапа наблюдается привнос бария. Содержание последнего в скарнах в 1,5—1,7 раза больше, чем в породах субстрата (доломитовые мраморы содержат 0,0017% Ba). В породах, вмещающих лазуритовую минерализацию, количество бария значительно колеблется и достигает 0,7%. Содержание Be в лазуритовых породах колеблется от 2 до 3 г/л, в зависимости от характера пород субстрата, но наибольшие концентрации этого элемента — в разновидностях, обогащенных лазуритом и пироксеном [13]. Содержание бора составляет (в г/м): в мраморах 12, скарнах 15, гранитах 200, лазуритовых кальцифирах 450, измененных пироксеновых скарнах 750 [13]. Типичным элементом-индикатором лазуритовой минерализации является хлор. Отмечают значительно большие концентрации этого элемента в темных изотропных фазах лазурита.

Методика работ. Геохимические методы при проведении геологической съемки в масштабе 1:200 000 проводят в небольших

объемах и ограничивают опробованием горизонтов мраморов с целью установления в них элементов-индикаторов продуктивной минерализации, а также доломитовых разностей с признаками лазуритовых проявлений.

Поиски лазурита (масштабы 1:50 000—1:25 000) проводят в тех районах, где по данным предыдущих исследований установлена благоприятная обстановка для образования лазуритовой минерализации. Изучают аллювиальные образования в речных долинах. В слабо обнаженных районах проводят площадную литогеохимическую съемку. В первом случае основное внимание обращают на находки в аллювии обломков, валунов и галек скарнов, алюмосиликатных пород с вкрапленностью лазурита. Во втором — при обобщении материалов геохимических исследований выделяют комплексные аномалии бария, стронция, бора, хлора, серы, мышьяка, ртути, являющихся индикаторами скрытой лазуритовой минерализации. При проведении горных работ прослеживают горизонты доломитовых мраморов, а также зоны контакта их с жильными гранитами, пегматитами, которые подвергают геохимическому опробованию для прогнозирования лазурита. Особое внимание следует обращать на изменение содержания Sr, Be, B, Hg в дедоломитизированных мраморах. Геохимические методы сопровождаются магнитометрией и электроразведкой. С целью обнаружения и последующего оконтуривания лазуритонесных зон применяют шпуровую съемку по сети 50×2 м (с помощью ручного буршпура).

Геохимические методы применяют при разведке и перспективной оценке проявлений лазурита. Они позволяют уточнять размеры минерализованных зон, масштабы их проявлений, принадлежность месторождений к определенным формациям, а также оценивать перспективы лазуритовой минерализации на глубину. Для прослеживания, оконтуривания продуктивных тел и поисков слепых залежей проводят геохимическое исследование керна буровых скважин. По данным спектральных и специальных анализов в пробах определяют следующие элементы: Ba, Sr, B, Be, Cu, Zn, Pb, Cl, F, Hg, Na, K. Особое внимание обращают на сочетание положительных и отрицательных аномалий Sr, Na и элементов группы железа, наиболее достоверно фиксирующих эпицентры продуктивной минерализации. Отметим, что наиболее высокие содержания стронция (до 0,7%) зафиксированы в перекристаллизованных и кальцитизированных мраморах и измененных кальцифирах — породах, образующих внешние ореолы вокруг лазуритовых образований. Непосредственно в лазуритовых породах внутренних зон определяют отрицательные аномалии. Об интенсивности развития лазуритовой минерализации можно судить по дисперсии в содержании элементов-индикаторов, их количественному содержанию (особенно S, Cl).

Эффективным методом поисков лазуритовой минерализации является ртутметрическая съемка. Так, по данным наших исследований, в районе Памира содержание ртути в измененных поро-

дах по мере приближения к продуктивным залежам увеличивается в такой последовательности ($n \cdot 10^{-6}\%$): 0,2 (3 м от залежи), 30 (2,5 м), 4,3 (0,2 м), 36 (залежь лазурита). В лазуритах и окружающих измененных породах установлены следующие температурные формы ртути: 200—121, 230, 260, 280° С. Наиболее надежным индикаторным признаком для выделения продуктивных лазуритовых тел является сочетание нескольких форм ртути, большие площади термальных пиков возгонки, присутствие пика при 280° С.

Полевые шпаты и пегматиты

Главным источником полевошпатового сырья являются гранитные пегматиты. Особенно благоприятны для получения высших сортов полевошпатового сырья дифференцированные гранитные пегматиты, характеризующиеся крупнозернистой структурой. В этих типах пегматитов нередко встречаются полевошпатовые зоны значительной длины и мощности. Кроме пегматитов, являющихся источником только керамического сырья (полевой шпат, пегматит, кварц), полевые шпаты извлекаются из слюдоносных пегматитов. Геохимические критерии поисков последних рассмотрены выше. В гранитных пегматитах, кроме полевого шпата и кварца, встречаются турмалин, мусковит, берилл, гранат, биотит. Щелочные пегматиты состоят из микроклина, нефелина, эгирина, биотита, апатита, кальцита и генетически связаны с нефелиновыми сиенитами. Десилицированные гранитные пегматиты (альбититы) залегают в ультраосновных породах. Основной поисковый признак наиболее важных полевошпатовых месторождений (дифференцированные гранитные пегматиты) — минералогический. Это зоны развития пегматитов, районы мусковитовых месторождений, находки обломков полевых шпатов, турмалина в элювии, делювии и речных долинах. Поисковые исследования полевого шпата и пегматитов осуществляют при мелкомасштабном геологическом картировании. В процессе работ проводят осмотр и оценку пегматитов, развитых в зонах развития пегматитовых жил, путем опробования и определения в них железа, калия, натрия, кальция. Вблизи камерных пегматитов обнаружены повышенные содержания фтора, рубидия, иттрия, иттербия. Высокое содержание этих элементов (наиболее контрастный ореол образует фтор) обычно приурочено к участкам интенсивно измененных околопегматитовых пород. Форма ореолов в общих чертах отражает форму измененных пегматитов.

Полевой шпат и пегматит, пригодные для керамической промышленности, должны содержать Fe_2O_3 не $\geq 9,5\%$, $K_2O + Na_2O$ не $\leq 11\%$ (для полевого шпата) и не $\leq 8\%$ (для пегматита), CaO не $\geq 1-2\%$, SiO_2 не $> 10\%$ (для полевого шпата) и не $> 30\%$ (для пегматита).

В задренованных, слабо обнаженных районах проводят литогеохимическую съемку по вторичным ореолам рассеяния. При по-

исковых работах проходят расчистки, закопуши, канавы. В результате геофизических работ уточняют геологическую структуру изучаемого участка, зоны тектонических нарушений, определяют контуры и контакты пегматитовых тел в плане и на глубину.

При детальных поисковых работах, проводимых в масштабах 1 : 10 000 и 1 : 5000, обязательно применяют геохимические исследования. Учитывая, что длина пегматитовых жил по простиранию колеблется от 10 до 200 м, при мощности > 5 м для оконтуривания пегматитов с поверхности сеть геохимического опробования должна составлять 20×10 м.

Рекомендуется также проводить спектрометрическое опробование коренных пород для выделения первичных ореолов пегматитовых тел. В районах с покровом рыхлых элювиально-делювиальных образований более 5 м для выявления пегматитов необходимо отбирать пробы из керна буровых скважин и определять калий, натрий, литий, рубидий, цезий, бор и фтор. При детальных работах применяют также шлиховое опробование. Материал на промывку и для получения шлиха отбирают из горных выработок и керна скважин. Шлиховые пробы подвергают минералогическому и спектральному анализу. При детальных исследованиях специально опробуют коренные породы и выходы пегматитов, устанавливают крупно- и мелкозернистые их разновидности, изучают вещественный состав пегматитов, характер распределения полевого шпата и кварца, исследуют качество сырья. Пробы следует отбирать от каждой разновидности пегматита.

Полевой шпат, добываемый из пегматитов, очень дефицитен. Обычно полевошпатовое и пегматитовое сырье отбирают вручную. Заменителем полевого шпата может быть фарфоровый камень или близкие ему по составу серицит-кварцевая или эффузивная породы, содержащие $Fe < 0,5\%$ и $K \geq 0,5\%$. В фарфоровом камне содержание красящих элементов (железо, марганец, хром, титан) не должно превышать 0,4%.

Вермикулит

Вермикулит в широком понимании этого термина (собственно вермикулит-биотитовые и вермикулит-флогопитовые смешаннослоистые разновидности слюд) образуется при гидратации в процессе выветривания Mg-Fe слюд с содержаниями Fe^{2+} до 15% и F до 1%. Для вермикулита характерен парагенезис с гидросиликатами Mg, Al и Fe, преобладающими в верхних частях разреза, тогда как основное количество вермикулита располагается ниже. Для поисков вермикулита наиболее перспективны коры выветривания средней степени сохранности со сравнительно небольшой мощностью самых верхних глинистых зон при наличии в подстилающих породах скоплений негидратированных слюд. Эти скопления относятся к следующим формационным типам; 1) щелочно-ультраосновные породы и карбонатиты; 2) дунит-гарцбургитовые гипербазиты в ассоциации с поздне- и посторогенными гранитоид-

ными или щелочными интрузиями в зонах калиевого метасоматоза вдоль линейных тектонических нарушений; 3) гранитизированные гнейсово-амфиболитовые комплексы в зонах проявления калиевой стадии ультраметаморфизма вблизи межслоевых тектонических нарушений и узлах их пересечения с более поздними нарушениями; 4) гнейс-биотитовые комплексы по периферии тел щелочных и нефелиновых сиенитов; 5) меланократовые биотитовые гнейсы и сланцы в связи с региональным метаморфизмом эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой, реже гранулитовой фации при обычно слабой гранитизации и мигматизации, обеспечивающей сохранность первоначально высокого содержания в них биотита. Поскольку геохимические исследования перечисленных формационных типов месторождений вермикулита, к сожалению, практически полностью отсутствуют, мы ограничимся указанием на принципиальную возможность их применения для поисков.

Опыт научно-исследовательских работ свидетельствует о возможности использования при поисках вермикулита таких элементов-индикаторов, как F, K, группа OH и величина Fe/Mg. Вблизи вермикулитовых месторождений и над ними следует ожидать повышенные концентрации K, Mg и низкие ($< 0,15$) значения Fe/Mg в большинстве минералов, и прежде всего в самих слюдах. Весьма перспективно использование декрептофонических методов исследований, что, по-видимому, позволит ориентировочно оценить степень гидротации Fe-Mg слюд. В породах, вмещающих вермикулитовые тела, содержание фтора составляет не более 0,05%, в то время как в пробах вермикулита из крупных эксплуатируемых месторождений содержание его достигает 0,7%. Анализ проб, взятых из элювия и делювия на этих месторождениях, отчетливо показывает увеличение содержания фтора над рудными зонами, исходя из размера которых можно рекомендовать применение фторометрической сьемки в комплексе с декрептофонией при поисковых работах в масштабах 1 : 10 000 и крупнее.

Жильный кварц и кварциты

Заменителями горного хрусталя в производстве прозрачного кварцевого сырья являются некоторые разновидности жильного кварца, обладающие чистотой, минимальным количеством газо-жидких и твердых минеральных включений. В частности, гранулированный и прозрачный жильный кварц, относящийся к недефидитному сырью, можно использовать для производства различных видов стекла. Основным требованием, предъявляемым к кварцу, является его высокая химическая чистота, допускающая содержание вредных примесей в количестве от тысячных до сотых долей процента в зависимости от назначения стекла. Выделяют следующие генетические типы кварцевых жил: а) пегматитовые, б) гидротермальные, в) метаморфогенные. Камерные пегматиты, являющиеся источником горного хрусталя и жильного кварца, образуют дифференцированные тела с зонами мелкозерни-

стого гранита. В бесполостных пегматитах (слюдянистых, керамических) кварц высокой чистоты обособляется в блоки. Минералого-геохимические методы поисков этого вида сырья охарактеризованы ранее и поэтому здесь не рассматриваются.

Гидротермальные месторождения кварцевого сырья объединяют безрудные, а также хрусталеносные (полостные) и мономинеральные (бесполостные) жилы. Кварц хрусталеносных жил по составу близок к горному хрусталу и может применяться для оптического стекловарения и производства прозрачного кварцевого стекла. Максимальные размеры блоков прозрачного жильного кварца обычно не превышают 150 см^2 по плоскости раскола. Геохимические критерии, используемые при поисках горного хрустала, с успехом могут применяться при выявлении прозрачного жильного кварца. Жильный кварц метаморфогенного генезиса возникает в процессе преобразований и частичной перекристаллизации кварца гидротермальных жил. Слагающий жилы гранулированный кварц представляет равномернозернистый агрегат прозрачных и полупрозрачных зерен. Последние разделены полигональными трещинами, значительная часть которых залечена. Жильные тела состоят в основном из кварца, (до 99% объема). Менее 1% приходится на примеси полевого шпата, мусковита, эпидота, цоизита, апатита и рутила. Вредные примеси располагаются по трещинам отдельности, в зальбандовых оторочках и в межзерновых пространствах. По химической чистоте гранулированный кварц, очищенный от минеральных примесей, не уступает горному хрусталу. Месторождения и проявления гранулированного кварца локализируются среди древних метаморфических образований, испытавших неоднократный региональный метаморфизм от зеленосланцевой до амфиболитовой ступеней. Гранулированный кварц формировался в зоне глубинных разломов. При этом создавались благоприятные предпосылки для перекристаллизации жильного кварца (высокие давления, миграция растворов), изменения структурных и минералогических особенностей гранулированного кварца и возможность его использования в производстве кварцевого и оптического стекла. Последнее зависит также от степени очистки кварца и совершенствования технологии его переработки.

Кварциты и кварцевые песчаники, используемые для производства кварцевого стекла, формировались в результате регионального метаморфизма осадочных горных пород. Запасы их огромны. Из кварцитов получают динас (огнеупор, содержащий 90—93% кремнезема). Содержание SiO_2 в породах должно быть не менее 93—98%, а количество минеральных примесей 0,5—3,0%.

Все виды примесей в кварце ухудшают качество наплавляемого кварцевого стекла; наиболее отрицательно сказываются твердые и дислокационные примеси. Газоожидкие включения, содержащие различные химические соединения, нарушают однородность стекла. Действие их на стекло зависит от метода плавки. При использовании кварца в оптическом стекловарении газоожидкие включения существенно не влияют на качество стекла. Сливной молочно-

белый, перекристаллизованный и полупрозрачный жильный кварц хрусталеносных зон обладает высокой химической чистотой и может быть использован для изготовления многокомпонентных оптических стекол, а при глубоком обогащении — для плавки прозрачных кварцевых стекол.

Для месторождений жильного кварца и кварцитов относительно широко распространенных, обладающих крупными запасами, геологические предпосылки и поисковые признаки определяются в основном их формационной принадлежностью. К прямым поисковым признакам относятся выходы жильного кварца и песчаников на поверхность и находки обломков породы в ореолах рассеяния. Геохимические исследования используют главным образом для оценки качества жильного кварца и кварцитов. При этом прежде всего учитывают состав и количество примесей: твердые минеральные и газожидкие включения, дислокационные (коллоидные соединения), структурные и неструктурные элементы.

Для суждения о составе примесей в кварце можно использовать метод гамма-облучения. Из жильного кварца выпиливают пластинки толщиной 3 мм, которые пришлифовывают с обеих сторон. Затем их подвергают гамма-облучению дозой 0,7 А/кг. По плотности возникшей окраски путем сравнения с эталонными образцами оценивают содержание структурной примеси алюминия. Размер гранул и степень равномернозернистости агрегатов определяют в шлифах и на протравленных в плавиковой кислоте срезах. Этим способом выделяют однородный и неоднородный гранулированный кварц.

В связи с тем что кварцевое сырье для получения многокомпонентного оптического стекла должно содержать примеси Fe (сотые доли процента), Ti, Co, Ni, V (десяти тысячные доли процента и ниже), отбирают пробы кварца на высокоточный химико-спектральный анализ. При обнаружении жил водно-молочного и прозрачного кварца мощностью более 2 м с небольшим содержанием примесей их опробуют, определяют светопропускание и проводят технологические испытания. Отмечают относительное содержание прозрачных зерен гранулированного кварца. При производстве «крупки» из гранулированного кварца трех классов крупности (в мм): 0,2—0,4; 0,2—1,2; 0,2—2,0 в зависимости от методов плавки может быть использовано до 30% жильной массы.

Песок и гравий

Пески и гравий — это рыхлые или слабо сцементированные породы, состоящие в основном из кварца и небольшой примеси полевых шпатов, слюд, магнетита и ильменита. Известны следующие месторождения: а) морские; б) озерные; в) аллювиальные; г) флювиогляционные. Физико-механические свойства и минеральный состав зависят от условий их образования и состава материнских пород. Пески и гравий образуют обычно неправильные пласто- и линзообразные залежи, вытянутые на значительную длину

при мощности от 1,0 до 30,0 м. Учитывая значительное пространственное распространение рассматриваемых видов полезных ископаемых, поиски их базируются в основном на данных анализа геологического строения района исследования.

В условиях плохой обнаженности применяют геофизические методы поисков. Четкая дифференциация электрических свойств названных пород создает благоприятные предпосылки применения электроразведки для оконтуривания и определения глубины залегания песков и гравия. По электрическим свойствам пески и гравий выделяются в разрезе среди таких вмещающих пород, как глины, известняки и доломиты. Высокая эффективность геофизических методов при поисках песчано-гравийных пород достигнута на месторождениях в Мордовской АССР, где полезная толща не только оконтурена в плане, но и проведена количественная оценка глубины залегания кровли и подошвы продуктивной залежи.

Для определения гравия в песчано-гравийной смеси можно использовать фотометод. При этом подсчитывают по масштабным фотографиям естественных обнажений с помощью сетки-графарета число пересечений, приходящееся на определяемые компоненты. При поисково-разведочных работах для оценки качества сырья проводят гранулометрический анализ.

Глины

Глины весьма разнообразны по своему происхождению, условиям залегания и вещественному составу. Различают бентонитовые, огнеупорные и каолиновые разновидности. Все они представляют собой землистую горную породу, образованную в основном из алюмосиликатов (пирофиллита, серицита, каолинита, галлуазита, монтмориллонита) с примесью кварца, полевого шпата и слюды. Глины могут быть морского, озерного, ледникового, речного, элювиального, делювиального (осадочные месторождения) и гидротермального происхождения.

Основные методы поисков глин (месторождений) вытекают из их генетических особенностей. Наиболее надежным методом поисков является собственно геологический (нахождение глинистых пород). Бентонитовые глины состоят из Na- и Ca-монтмориллонита (60—90%), каолинита (3%), гидрослюда (10—30%). Различают следующие месторождения: а) вулканогенно-осадочные; б) гидротермальные; в) осадочные. Первые образуются при преобразовании вулканических пеплов, туфов или другого пирокластического материала. Гидротермальные или поствулканические месторождения формируются в результате изменения пирокластических и вулканических пород основного или среднего состава под влиянием горячих газов, паров воды и гидротермальных растворов. Осадочные месторождения формируются путем переотложения и изменения продуктов размыва кор выветривания интрузивных и метаморфических пород в прибрежно-морских и озерных условиях.

Образование монтмориллонитовых зон в корях выветривания определяется составом материнских пород.

Благоприятными поисковыми критериями на обнаружение бентонитовых глин являются районы активной вулканической и тектонической деятельности, платформенные территории, зоны дробления, к которым приурочены коры выветривания, а также наличие соляных озер.

Ведущим глинистым минералом бентонитов является монтмориллонит натриевого состава (до 85%) с примесью кристобалита, карбонатов, гипса, кварца. Элементами-индикаторами являются: фтор, литий, натрий, калий, мышьяк, сурьма и ртуть.

При проведении поисковых работ в масштабе 1 : 50 000 основное внимание уделяют общегеологическим критериям, нахождению выходов бентонитовых тел в обнажениях, в виде высыпок в делювии, а также мелких окатышей в ручьях. Основная цель геохимических исследований на этом этапе — определение состава глинистых образований.

При определении принадлежности глин к бентонитам рекомендуют использовать гранулометрический анализ с целью определения состава минералов во фракциях. Глинистые минералы идентифицируют дефрактометрическими и термическими анализами. Подразделение их на щелочные и щелочноземельные производят по результатам анализа катионного обмена. Для определения количественного содержания монтмориллонита в полиминеральных смесях рекомендуют применять люминесцентно-адсорбционный метод анализа с использованием органических красителей и люминофоров. Метод предусматривает титрование навески глины в суспензии раствором красителей — люминофоров известной концентрации. При этом учитывается, что у монтмориллонита величина обменной емкости ОЕ катионов достигает 100 ммоль на 100 г глины. По величине ОЕ определяют процентное содержание монтмориллонита в пробе. Учитывая приповерхностные изменения глин, необходимо осуществлять опробование свежих, слабо измененных пород в глубоких горизонтах ниже уровня грунтовых вод. При оценке качества сырья и прогнозировании новых площадей следует учитывать состав и распространение магматических пород, в результате изменения которых образуются бентонитовые глины. По эффузивам основного состава образуются маложелезистые светлые щелочноземельные разновидности, по ультраосновным породам — нонтрониты.

Огнеупорные глины преимущественно генетически связаны с континентальными осадочными образованиями. Различают первичные (элювиальные, выщелоченные) и вторичные (лагунно-озерные и аллювиальные) огнеупорные глины. Галлуазитовые огнеупорные глины образуются в результате выветривания стекловатых вулканических пород. Они представлены преимущественно жилообразными телами в стекловатых андезитовых потоках. Широко развиты огнеупорные глины осадочного типа, образующиеся в корях выветривания. Учитывая широкое развитие огнеупорных

глин, при их поисках используют обычно геологические методы. Геохимические и геофизические исследования при этом играют вспомогательную роль. Первые, в частности, могут быть использованы для выяснения качества глин путем анализа термическим и химическим методами. Месторождения каолина имеют осадочное и гидротермальное происхождение. Первые состоят из каолинита, кварца, слюды, калиевых полевых шпатов, монтмориллонита, вторые образуются при изменении вулканических пород.

Различают первичные каолины, образовавшиеся в результате выветривания метаморфических и осадочных (главным образом, полевошпатовых) пород, и вторичные, формирующиеся при перетолжении глинистого вещества первичных каолинов. Элювиальные каолины содержат реликтовые (кварц, ортоклаз, мусковит, парагенит, биотит, циркон, рутил) и вновь образованные (галлуазит, гидрослюды, монтмориллонит) минералы. Высокое содержание каолина высшего сорта наблюдается в том случае, когда породами субстрата являются граниты или маложелезистые светлоокрашенные слюдисто-полевошпатовые образования. Каолины по гранитам имеют выдержанный гранулярный состав (10—30% фракции $< 0,005$ и 40—70% фракции $> 0,56$). Особенно благоприятны грейзенизированные граниты, измененные в процессе пневматолита и обогащенные литием, способствующим улучшению керамических свойств каолина. Минералами- и элементами-индикаторами каолинов этого типа являются циннвальдит, турмалин, калий, натрий, фтор, литий, редкоземельные элементы, титан и фосфор. На конкретных месторождениях степени концентрации и рассеяния элементов колеблются в зависимости от фациальных и физико-химических условий образования каолинов, состава материнских пород, являющихся источником сырья, характера современных процессов выветривания.

В общем случае сингенетичные ореолы окаймляют каолиновые залежи, охватывая площадь их развития. По форме (линейно-вытянутые, изометричные) ореолы повторяют залежи каолинитов. Вторичные ореолы рассеяния формируются над проявлениями каолина, выведенными действием денудационных процессов на уровень эрозионного среза. Для них характерны остаточные (открытые и закрытые, разубоженные) ореолы. В целом поиски каолиновых месторождений по вторичным ореолам рассеяния (открытым и закрытым) могут дать положительные результаты с учетом геологических и ландшафтно-геохимических условий.

В районах с плохой обнаженностью рекомендуют проводить литохимическую съемку, направленную на выявление вторичных ореолов калия, натрия, лития, фосфора, фтора и титана. При мощности наносов до 5 м пробы необходимо отбирать с глубины 30—40 см из иллювиального горизонта и горизонта, переходного к материнской породе. На анализ направляют фракцию 1 мм и менее. Учитывая, что размеры залежей каолинов колеблются от 400×500 м, сеть опробования при литохимической съемке должна быть не менее 500×50 и 250×25 (масштаб 1:50 000). Помимо

спектрального анализа на широкий круг элементов проводят флюоресцентный анализ и пламенную фотометрию. Оптимальную поисковую сеть рассчитывают по формуле $p=1-e^{-S/m}$, где S — площадь ожидаемого ореола в единицах ячейки сети наблюдений; m — число точек, которым должен быть зафиксирован ореол; p — вероятность подсечения ореола.

Для повышения эффективности и достоверности геохимических исследований результаты литохимической съемки следует представлять в виде карт изолиний комплексных полиэлементных показателей типа $v_1 = (Al \cdot Fe \cdot Ti)/Si$; $v_2 = K \cdot Na \cdot Li$. В этом случае в компактном виде изображается геохимическая информация о проявлении каолинов.

Качество сырья оценивают методом гранулометрического анализа. Основным промышленным продуктом является отмученный каолин с размером фракций 20 мк. Оптимальный размер промышленной фракции определяют индивидуально для каждого месторождения. Ориентировочно для определения качества каолинов учитывают состав материнских пород. В каолинах, возникших при выветривании гнейсов, сланцев, жильных образований, по сравнению с каолинами по гранитам, уменьшается процентное содержание грубых фракций.

При прогнозировании и оценке месторождений каолинов учитывают вертикальную минералогическую зональность. Наличие в верхней части профиля выветривания гидрослюд и монтмориллонита при развитии каолинов по кварцевым порфирам свидетельствует о небольшом эрозионном срезе продуктивных залежей.

Палыгорскитовые глины — это тонкодисперсные горные породы, сложенные преимущественно одноименным глинистым минералом (до 70—80%). Различают следующие месторождения: а) эндогенные, гидротермально-эпитермального типа; б) гипергенные (коры выветривания); в) хемогенно-осадочные. Последние образуются в прибрежно-морских и озерных условиях путем осаждения в стадию диагенеза из природных иловых слюд.

Перлит, пемза, вулканические стекла

Большинство месторождений перлита связано с лавовыми потоками в вулканических областях. Перлит встречается совместно с обсидианом (до 2% H_2O) и ретенитом (5% H_2O). Названные породы, характеризующиеся ценными физико-механическими свойствами (размягченное стекло, пеноподобная легкая масса при 900—1200°С), широко применяются в качестве теплоизоляторов, заменителей в производстве стеновых материалов. Перлит высокого качества имеет пористую структуру и вспучивается даже при слабом подогреве.

Пемза — естественно вспученное вулканическое стекло — образуется при эксплозивно-шлаковом процессе. Обычно представляет собой линзовидные и пластообразные тела среди лав. Месторождения пемзы расположены в местах недавней вулканической дея-

тельности, добыча ее производится непосредственно на склонах вулканов. Применяют ее для шлифовки и полировки дерева, в качестве наполнителя бетонов и балласта при строительстве дорог.

Обсидиан (вулканическое стекло кислого состава) используют в производстве поделочных изделий. Различаются однородные, полосчатые и брекчиевидные разновидности. Залегают в виде потоков, линз, прослоев мощностью от 1 см до 50 м; пересланываются с эффузивными породами, липаритами и перлитами.

Поиски месторождений перлитов, пемзы, вулканических стекол как самостоятельная стадия геологоразведочного процесса проводятся редко. Обычно их выявляют при проведении геологической съемки или по материалам поисковых работ на другие полезные ископаемые. Задача поисков сводится к тому, чтобы на основе общегеологических предпосылок установить наличие участков развития названных пород. Геохимические исследования применяют для определения их качества и возможности использования в промышленности. Отбирают пробы из разновидностей пород на спектральный анализ, термографию.

Устанавливают разновидности воды в перлитах, которая определяет различную температуру плавления стекла. Различие в плавлении стекол обсидианов вулканических комплексов связано со скоростью остывания стеклоподобного расплава в верхней части интрузивного купола. По форме вхождения летучих в стекле определяют характер их плавления.

Кремнистые породы

К кремнистым породам относят диатомиты, трепелы и опоки, в составе которых преобладает опал. Диатомит и трепел — тонкопористая легкая осадочная горная порода, основным компонентом которой является опаловая двуокись кремния (75—82%), а в виде примеси присутствуют кварц, полевой шпат и глина. Трепел почти не содержит диатомей и сложен мелкими зернами опала. Опока, содержащая 90—97% SiO_2 , отличается от трепела большей сцементированностью, неровным изломом. Названные породы используют для получения силикатного стекла, искусственного щебня (термолита) высокой прочности, а также в качестве активных добавок при изготовлении облицовочных материалов и цемента.

Основная масса месторождений кремнистых пород формировалась биохимическим путем в морских условиях, а также в озерных водоемах. Отмечается тесная пространственная связь кремнистых пород с вулканическими образованиями — источником кремнезема. Осаждение продуктов вулканической деятельности происходило химическим путем. Учитывая широкое пространственное распространение названных пород, при их поисках применяют, главным образом, обычно геологические методы (формационный анализ, маршрутные исследования), а при плохой обнаженности и мощности четвертичных образований, составляющей более 5 м — геофизические методы.

Магматические, метаморфические и осадочные породы

Горные породы (изверженные, метаморфические и осадочные) используют в качестве строительного материала: штучный камень (в виде блоков) и камень массового производства. Области использования строительного камня определяются рядом их свойств: прочностью, пористостью, объемной массой, зависящих от структуры горных пород и их минерального состава.

Изверженные породы (граниты, базальты) используют для производства щебня, в качестве заполнителя бетона, в стекольной промышленности (нефелиновые сиениты) в качестве сырья для металлургии (дуниты).

Некоторые изверженные породы используют в качестве поделочных камней — хорошо полирующиеся хибиниты, туфолавы, порфиры, лабрадориты, порфириты, светлоокрашенные декоративные серпентиниты. Осадочные породы используют в качестве щебня, а также как поделочные материалы. Многие метаморфические образования применяют в качестве облицовочного материала (яшмы, мраморы, джеспилиты).

Названные виды изверженных, осадочных и метаморфических пород образуют пластообразные, линзообразные залежи, а также крупные батолиты и относительно широко распространены. Поиски их осуществляют обычными геологическими методами. Поисковым работам обычно предшествует региональная геологическая съемка, в процессе которой выделяют площади, заслуживающие более детального изучения. Поисковые работы носят маршрутный характер. В районах с хорошей обнаженностью поиски сопровождаются проходкой единичных горных выработок или скважин. При слабой обнаженности проводят колонковое бурение через 1—2 км. При мощности наносов более 2 м применяют геофизические методы и бурение. Проходка одной-двух выработок на 1 км маршрута вполне достаточна для оценки опосредованной территории.

На стадии поисков определяют положение массивов, горизонтов, толщ, пластов. Выходы пород оценивают с количественной и качественной сторон. В последнем случае используют геохимические критерии. Наиболее ценными свойствами характеризуются дуниты и оливины с высоким содержанием MgO и небольшими потерями при прокаливании. Возможность применения дунитов в качестве сырья для металлургической промышленности оценивается по величине потерь при прокаливании, зависящей от степени серпентинизации, а последняя, в свою очередь, находится в обратной зависимости от плотности. Определяя плотность пород методом гидростатического взвешивания, оценивают сырье непосредственно в полевых условиях. Это позволяет более рационально и оперативно ориентировать горно-буровые работы на слабосерпентинизированные ультрабазиты без проведения дорогостоящих химических анализов. С целью определения путей использования горных пород исследуют их физико-механические свойства. Качество

каменного материала изучают по отдельным пробам, отобраным по характерным разновидностям.

Поисково-оценочные работы проводят на перспективных проявлениях строительных и поделочных камней, т. е. площадях, выявленных на первой стадии поисков. Для месторождений интрузивных пород определяют петрографические разновидности камня, глубину выветривания, изучают включения и посторонние образования. Геофизическими методами оконтуривают породы.

* *
*

1. Неметаллические полезные ископаемые третьей группы весьма разнообразны по условиям формирования, составу вмещающих пород, минеральному составу, параметрам и формам промышленных тел.

2. Значительные различия в условиях образования месторождений обуславливают индивидуальный специфический подход к каждому генетическому типу в применении геохимических методов. Наиболее эффективно их применение при поисках вермикулита (аномалии фтора, щелочных элементов), нефрита (ореолы хлора, фтора), а также наличии положительных и отрицательных аномалий.

3. Такие полезные ископаемые как магнезит, тальк, волластонит, жильный кварц обычно не создают концентраций элементов рудных тел, влияющих на геохимические ореолы. В этом случае приходится использовать косвенные методы, базирующиеся на прямых и обратных корреляционных зависимостях между содержаниями искоемых полезных ископаемых и геохимическими аномалиями. Это связано с тем, что в процессе образования рудных тел этих полезных ископаемых происходила миграция и перераспределение элементов-примесей в околорудных зонах. Поиски по вторичным литогеохимическим ореолам основаны на наличии гипергенного разрушения месторождений и их первичных ореолов.

4. Месторождения строительных материалов, стекольного сырья, глинистые материалы, диатомит, перлит обычно имеют широкое пространственное распространение. В условиях хорошей обнаженности они достаточно надежно выявляются обычными геологическими методами. Визуальные наблюдения при этом не раскрывают всех особенностей минерального, химического состава пород и их физических свойств. Совсем иное положение создается в задернованных районах, лишенных естественных обнажений, особенно при развитии глубокой коры выветривания. В этих условиях маршрутное обследование территории не дает объективных результатов для суждения о перспективах всех исследуемых площадей в отношении нерудных полезных ископаемых. В этом случае используют геофизические методы в комплексе с минералогическими исследованиями.

5. Для месторождений третьей группы важное значение имеет оценка качества сырья, определение их физических свойств.

6. Прогнозные исследования на неметаллы основываются на прямом, косвенном и комбинированном принципах интерпретации геохимических данных. Прямой принцип предусматривает непосредственное изучение эталонных залежей, косвенный — изучение корреляционных связей между геологическими и геохимическими характеристиками, а комбинированный — сочетание прямого и косвенного принципов (каолины).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аэрогамма-спектрометрический метод поисков рудных месторождений.* — Л., Недра, 1977. 216 с.
2. *Бахтиярова З. В., Лашнев И. М.* Способ сопоставления составов перидотитов некоторых интрузий в связи с промышленной асбестоопасностью. — Труды Тюмен. индустр. ин-та, 1971, вып. 11, с. 135—146.
3. *Бородин Л. С., Лапин А. В., Пятенко И. К.* Петрология и геохимия даек щелочно-ультраосновных пород и кимберлитов. — М., Наука, 1976. 243 с.
4. *Валяшко М. Г., Жеребцова И. К., Садыков Л. З.* Геохимические методы поисков месторождений калийных солей. — М., Изд-во МГУ, 1966. 76 с.
5. *Васильев Е. Н.* Литогеохимические поиски скрытых пластов фосфоритов. — Разведка и охрана недр, 1978, № 2, с. 22—25.
6. *Гапонцев Г. П., Нестерова А. А., Саранулова В. Н.* Первичные ореолы рассеяния Калангульского флюоритового месторождения (Восточное Забайкалье). — В кн.: Ореолы рассеяния месторождений Восточной Сибири. М., 1971, с. 75—82.
7. *Геология* слюдоносных районов и слюдяных месторождений Карело-Кольского региона и их разведка. — Петрозаводск, Изд-во Карельской АССР, 1975. 152 с.
8. *Геохимическая специализация кимберлитов различных полей Якутии/И. П. Илупин, С. Ф. Соболев, Б. П. Золотарев и др.* — Геохимия, 1974, № 4, с. 499—513.
9. *Герасимовский В. И.* Современные проблемы минералогии щелочных пород. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, т. 106, 1977, вып. 1, с. 30—33.
10. *Дудкин О. Б.* Геохимия и закономерности концентрации фосфора в щелочных массивах Кольского полуострова. — Л., Наука, 1977. 204 с.
11. *Жернаков В. И.* Геохимия хрома в изумрудоносных слюдитовых комплексах. — Труды Уральск. политехн. ин-та, 1976, т. 131, с. 134—140.
12. *Закономерности* распределения радиоактивных элементов в фосфоритах и использование их для поисков фосфатного сырья в Сибири/А. И. Лаубенбах, С. Д. Левина, Л. Н. Скосырева и др. — Труды ин-та геол. и геоф. СО АН СССР, 1975, вып. 386, с. 68—72.
13. *Иванов В. Г.* Некоторые геохимические особенности формирования пород лазуритовых месторождений Южного Прибайкалья. — Геохимия, 1976, № 1, с. 47—54.
14. *Инструкция* по геохимическим методам поисков рудных месторождений. — М., Недра, 1965. 227 с.
15. *Кабанова Е. С., Плотникова Л. Я.* Геохимия элементов-примесей в фосфоритах. — В кн.: Геохимия. Минералогия. Петрография. М., 1973, т. 7, с. 143—191.
16. *Калинкин М. М., Анзель В. В.* Апатитоносные карбонатиты Кольского полуострова. — Разведка и охрана недр, 1977, № 6.
17. *Каминский Ф. В., Потапов С. В.* О содержании «малых» элементов в кимберлитах Ингильского района и их ореолах рассеяния. — Изв. Высш. учеб. заведений. Геология и разведка, 1967, № 6, с. 38—40.
18. *Каневский А. Я.* Петрохимический параметр M' как критерий разделения серпентинитов среднего Побужья по номенклатуре материнских пород. — Геохимия, 1968, № 8, с. 995—998.
19. *Кашаев Н. И.* Геохимические признаки изумрудности слюдитов. — Разведка и охрана недр, 1973, № 3, с. 24—29.
20. *Кларки* Хибинского щелочного массива/А. А. Кухаренко, Г. А. Ильинский, Т. Н. Иванова и др. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, т. 97, 1968, вып. 2, с. 133—149.

21. *Комаров П. В.* Фторометрический метод геохимических поисков. — В кн.: Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений. М., 1971, с. 5—42.
22. *Косолапова М. Н., Косолапов А. И.* Применение гидрохимического метода при поисках кимберлитовых тел. — Геология и геофизика, 1962, № 2, с. 95—100.
23. *Критерии* прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые/К. А. Марков, Б. М. Михайлов, Н. Н. Предтеченский и др.—Л., Недра, 1978. 607 с.
24. *Лисицын А. Е.* Геологические основы поисков эндогенных месторождений бора. — М., Недра, 1974. 156 с.
25. *Мамчур Г. И.* Изотопный состав углерода жильных графитов. — Докл. АН УССР, 1975, № 2, с. 115—117.
26. *Матухина В. Г., Суховерхова М. В.* Некоторые замечания к использованию металлометрического опробования при поисках вторичных фосфоритов в Алтае-Саянской складчатой области. — Труды СНИИГГИМС, вып. 197, 1975, с. 71—76.
27. *Месторождения антофиллит-асбеста СССР/Под ред. И. Ф. Романовича.* — М., Недра, 1976. 247 с.
28. *Мусковитовые пегматиты СССР.* — Л., Наука, 1975. 278 с.
29. *Оганесян Л. В., Вязовова Р. В.* Методика и результаты изучения эндогенных ореолов рассеяния гидротермальных хрусталеносных жил Восточной Сибири. — В кн.: Прогнозирование, поиски и разведка месторождений горного хрусталя. М., 1975, с. 57—66.
30. *Озол А. А., Ковязин А. Н.* Вулканогенно-осадочные бораты на Памире. — Сов. геология, 1975, № 12, с. 142—143.
31. *Павленко Ю. В.* Геология флюоритовых месторождений Солонечной группы и направление поисковых работ. — Автореф. канд. дисс., Иркутск, 1975. 25 с.
32. *Петриченко О. И., Шайдецкая В. С., Ковалевич В. С.* Новый геохимический критерий поисков калийных солей. — Докл. АН УССР, 1975, № 6, с. 512—515.
33. *Петров В. П.* Новые виды и новые пути использования неметаллических полезных ископаемых. — В кн.: Новые виды неметаллических полезных ископаемых. 1975, М., с. 5—23.
34. *Поиски и разведка месторождений горно-химического сырья геофизическими методами/П. В. Вишневский, Н. М. Пинагина, Н. Н. Зверев и др.* — М., Изд. ВИЭМС, 1975. 64 с.
35. *Саег Ю. В., Игумнов Н. Я., Несвижская Н. И.* Геохимические поиски эндогенных месторождений бора. — М., Наука, 1973. 134 с.
36. *Сарсадских Н. Н., Благулькина В. А.* Петрографические и петрогенетические отличия кимберлитов от пород, сходных с ними по некоторым признакам. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, т. 98, 1969, вып. 4, с. 415—421.
37. *Свириденко А. Д., Смирнов А. А.* К вопросу об условиях образования породообразующих и ювелирных жадентов. — В кн.: Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений ювелирных, поделочных и декоративно-облицовочных камней (тезисы докладов семинара). М., 1975, с. 22—24.
38. *Селецкий Ю. Б., Николаева К. Н.* Фтор в природных водах района Хибинских месторождений. — Труды ГИГХС, 1965, вып. 10, с. 301—308.
39. *Соболев Н. В.* Глубинные включения в кимберлитах и верхняя мантия. — В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, 1976, с. 103—111.
40. *Соболев Н. Д.* К петрохимии ультраосновных горных пород. — Геохимия, 1959, № 8, с. 679—695.
41. *Сочеванов Н. Н.* Новые методы расчетов и изображения результатов при изучении многокомпонентных геохимических ореолов. — В кн.: Геохимические поиски рудных месторождений. М., 1972, с. 218—222.
42. *Татаринов А. В., Шмакин Б. М.* Параметры распределения редких щелочей в калиевом полевом шпате пегматитов различного происхождения (на примере Боршочного кряжа). — Геохимия, 1977, № 3, с. 401—409.

43. Тимченко В. А., Ягнышев Б. С., Стрельцов В. Л. О возможности литохимического опробования по вторичным ореолам рассеяния для поисков кимберлитовых трубок.— В кн.: Новости геологии Якутии, Якутск, 1973, вып. 3, с. 135—138.

44. Файзуллин Р. М., Козлов Е. Н., Аблямитов П. О. Литогеохимическая съемка по вторичным ореолам рассеяния при поисках апатит-карбонатных руд.— Разведка и охрана недр, 1977, № 6, с. 22—25.

45. Филимонова Л. Г. О возможности геохимических поисков флогопитовых месторождений.— Геология рудных месторождений, 1970, № 2, с. 116—122.

46. Фролов А. А. Формация комплексных месторождений в карбонатитах.— В кн.: Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. М., 1977, с. 43—83.

47. Харьков А. Д. Минералогические основы поисков алмазных месторождений.— М., Недра, 1978. 136 с.

48. Штейнберг Д. С., Чашухин И. С. Серпентинизация ультрабазитов.— М., Наука, 1977. 312 с.

49. Beck L. S., Ginrich J. E. Track Etch orientation survey in the Cluff Lake area, northern Saskatchewan.— Can. Mining. and Met. Bull., 1976, vol. 69, N 767, p. 104—109.

50. Kresten P. Kimberlitic zirkone—a possible aid in prospecting for kimberlites.— Mineral. Deposits, vol. 10, N 1, 1975, p. 47—56.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Типы неметаллических полезных ископаемых и общие сведения о геохимических методах поисков	5
Месторождения первой группы	13
Алмазы (14). Берилл, топаз (37). Изумруд (43). Корунд, сапфир, рубин (50). Родонит (54). Графит (56). Асбест (60). Мусковит (76). Флогопит (85). Горный хрусталь (90). Исландский шпат (112). Малахит (124). Хризопраз (125). Бирюза (128).	
Месторождения второй группы	133
Апатит (134). Фосфорит (152). Бор (170). Барит (183). Флюорит (190). Сера (212). Соли (220). Природная сода (227). Гипс и ангидрит (229). Известняки и доломиты (230).	
Месторождения третьей группы	234
Магнезит (234). Волластонит (235). Брусит (236). Тальк (237). Жадеит (240). Нефрит (243). Лазурит (247). Полевые шпаты и пегматиты (250). Вермикулит (251). Жильный кварц и кварциты (252). Песок и гравий (254). Глины (255). Перлит, пемза, вулканические стекла (258). Кремнистые породы (259). Магматические, метаморфические и осадочные породы (260).	
Список литературы	263

ИГОРЬ ЛЕОНТЬЕВИЧ КОМОВ
АЛЕКСАНДР НИКОЛАЕВИЧ ЛУКАШЕВ
АЛЕКСАНДР ВЛАДИМИРОВИЧ КОПЛУС

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИИ
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

Редактор издательства С. Г. Бароянц
Переплет художника Е. Л. Юрковской
Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технический редактор Н. С. Гришанова
Корректор Е. К. Антонова

ИБ № 4310

Сдано в набор 01.10.81. Подписано в печать 25.03.82. Т-06547. Формат 60×90¹/₁₆.
Бумага типографская № 1. Гарнитура «Литературная». Печать высокая.
Усл. печ. л. 16,75. Усл. кр.-отт. 17,0. Уч.-изд. л. 19,08. Тираж 2900 экз.
Заказ 633/8450—2. Цена 1 р. 20 к.

Ордена «Знак Почета» Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

УВАЖАЕМЫЙ ТОВАРИЩ!

В издательстве «Недра»
готовятся к печати новые книги

ЕРШОВ Э. Д. Криолитогенез. 20 л., 3 р. 10 к.

Рассмотрены основные положения теории криолитогенеза, формирующейся на стыке литологии и геокриологии. Вскрыты отличительные особенности, основные закономерности и общая направленность развития литогенетического процесса в области развития мерзлых пород на стадиях переноса осадочного материала, осадкообразования и преобразования континентальных и бассейновых осадков в поруду. Показана роль криогенных процессов в формировании мерзлых осадочных пород и полезных ископаемых криолитозоны. Рассмотрена специфика состава, криогенного строения и свойств мерзлых осадочных образований.

Для геологов, занимающихся изучением мерзлых осадочных пород, мерзлотоведов, литологов и инженерно-геологов.

МЕТОДИКА обоснования региональных гидрогеологических моделей многослойных систем/Водоватова З. А., Гохберг Л. К., Ефремов Д. И. и др. 12 л., 65 к.

Рассмотрены методические основы обработки, обобщения и анализа гидрометеорологической, геологической, геофизической и гидрогеологической массовой информации применительно к сложным природным условиям с целью изучения условий формирования водных ресурсов и перспектив их использования. Предложена методика изучения пространственной гидродинамической и гидрохимической структур артезианских бассейнов предгорного типа, разработаны принципы их схематизации. Обоснована гидрогеологическая модель крупного региона. Выявлены основные источники и закономерности формирования водных ресурсов Восточного Предкавказья в естественных и нарушенных условиях и составлен предварительный долгосрочный прогноз влияния подземного водоотбора на геологическую среду региона.

Для специалистов, занимающихся оценкой ресурсов подземных вод и разработкой гидрогеологических моделей крупных регионов.

*Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга — почтой» магазина:
№ 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61;
№ 59 — 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20.*

Издательство «Недра»

1р.20к.

3903

НЕДРА