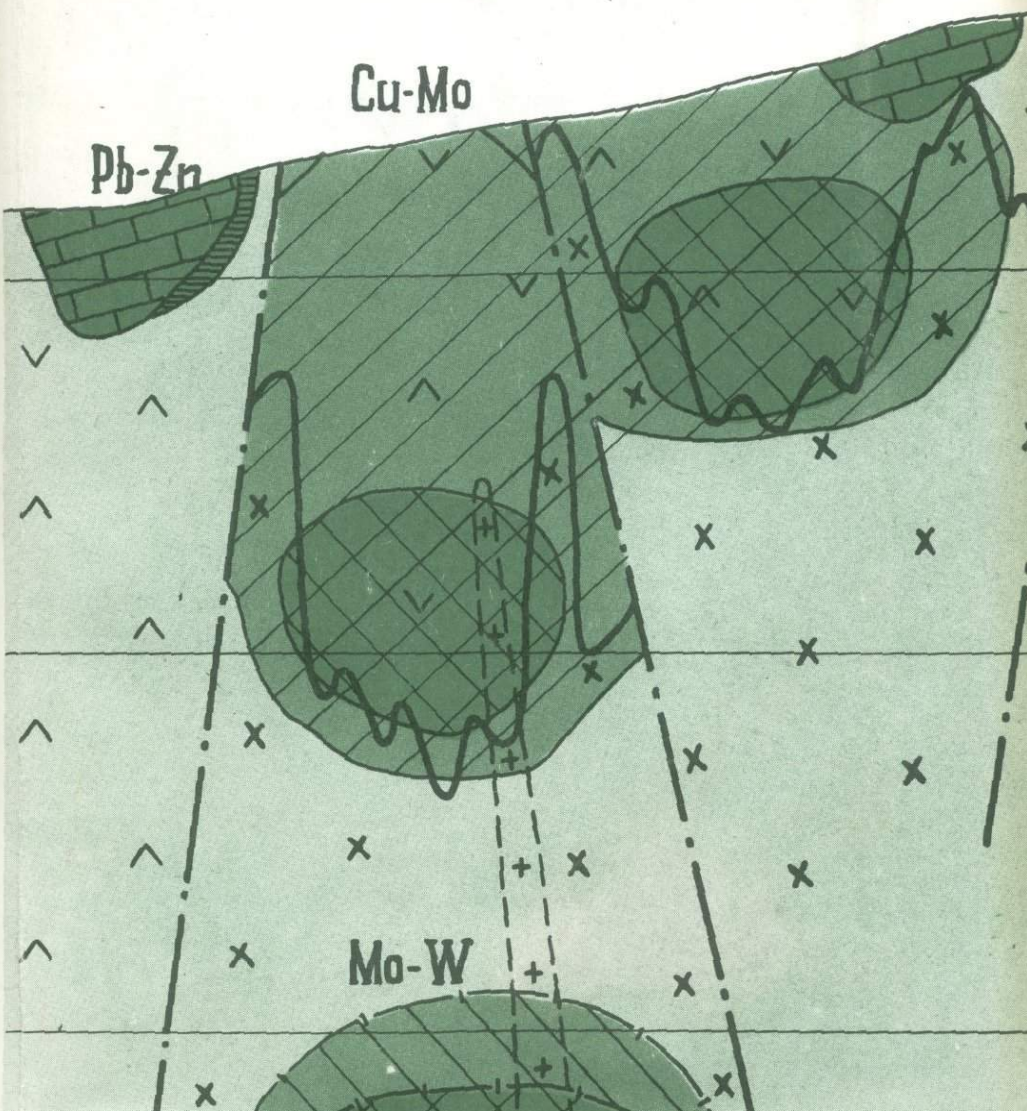


ЭНДОГЕННЫЕ рудные районы и месторождения



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

ЭНДОГЕННЫЕ рудные районы и месторождения

Ответственные редакторы

В.И. КАЗАНСКИЙ,

член-корр. АН СССР И.Д. РЯБЧИКОВ



МОСКВА "НАУКА"
1987



4939

В сборнике рассмотрены геологическая позиция и систематика эндогенных рудных месторождений и районов в связи с глубинным строением земной коры; приведены структурно-петрофизические закономерности эндогенного рудообразования на различных глубинных уровнях и минералого-геохимические показатели условий формирования месторождений цветных и благородных металлов; даются математические методы решения геологических задач, связанных с изучением глубинного строения рудных районов и месторождений. Изложены результаты и методика изучения процессов эндогенного рудообразования по материалам сверхглубокого бурения; охарактеризованы состояние и перспективы глубинного прогнозирования и поисков скрытых рудных месторождений в различных регионах СССР.

Рецензенты: В.С. Кравцов, Б.Л. Рыбалов

ЭНДОГЕННЫЕ РУДНЫЕ РАЙОНЫ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ

*Утверждено к печати ордена Трудового Красного Знамени
Институтом геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии АН СССР*

Редактор издательства Т.Б. Гришина

Художник С.А. Резников. Художественный редактор М.Л. Храмцов

Технический редактор Л.Н. Богданова, Корректор З.Д. Алексеева

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 35177

Подписано к печати 14.09.87. Т — 18615. Формат 60 x 90 1/16

Бумага офсетная № 1. Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная

Усл.печ.л. 13,5 + 1,0 вкл. Усл.кр.-отт. 14,9. Уч.-изд.л. 18,1

Тираж 650 экз. Тип. зак. 1811. Цена 3р. 60к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"

117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

ПРЕДИСЛОВИЕ

В геологии рудных месторождений уже давно определились два направления. Одно из них связано с познанием региональных закономерностей размещения и строения металлогенических провинций, поясов и зон, второе — с исследованиями рудных районов и месторождений. Эти направления взаимодействуют друг с другом, но в каждом возникают и свои проблемы. Одна из них — изучение глубинного строения и условий формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений — была выдвинута отделом эндогенных рудных месторождений ИГЕМ АН СССР и разрабатывается совместно с другими научно-исследовательскими и производственными организациями.

Первые результаты работ по проблеме изложены в коллективной монографии "Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений" (1983). В ней рассмотрен ряд общих вопросов и сопоставлены имеющиеся геологические и геофизические данные по шести ведущим рудным районам — Кемпирсайскому, Норильскому, Алмалыкскому, Кавалеровскому, Джидинскому и Печенгскому.

В 1986 г. вышла книга "Глубинные условия эндогенного рудообразования". Она составлена по материалам Всесоюзного совещания "Глубинный прогноз в эндогенных рудных районах", которое было проведено Научным советом по рудообразованию ОГГГ АН СССР, Министерством геологии СССР, Межведомственным научным советом "Изучение недр Земли и сверхглубокое бурение" ГКНТ СМ СССР и ИГЕМ АН СССР. На совещании были обсуждены связь эндогенного рудообразования с нижними слоями земной коры и верхней мантией, влияние глубинных структур на геологическую позицию рудных районов, объемные модели типовых рудных районов и принципы глубинного прогнозирования и поисков рудных месторождений.

Настоящий сборник служит продолжением этих публикаций и отражает различные подходы к разработке проблемы. Первые три статьи имеют более общий характер. В них приведена типизация рудных районов орогенных областей и подчеркнута многоярусное распределение месторождений разных типов, показано закономерное изменение по вертикали структурных, петрофизических и гидродинамических условий гидротермального рудообразования, рассмотрены минералого-геохимические индикаторы состава гидротермальных растворов и их эволюции.

Следующие пять статей посвящены характеристике конкретных рудных районов и месторождений с особым вниманием к их глубинному строению.

В них суммированы новые данные по сульфидным медно-никелевым месторождениям Кольского полуострова и вольфрамовым месторождениям Западного Узбекистана, рудным формациям Алмалыкского рудного района, условиям размещения золото-серебряного и полиметаллического оруденения в субэвральных вулканических поясах.

Специфика эндогенного рудообразования в докембрии рассмотрена на примере разновозрастных рудоносных структур Байкало-Амурского региона. Одна из статей посвящена соотношениям структур, метаморфизма и металлогении всего региона, другая — тектонитам и метасоматитам Даванской зоны смятия.

Исследования Кольской, Саатлинской и Миннебаевской скважин позволили получить прямую информацию об эндогенных процессах в глубинных зонах земной коры и выработать методику специализированного изучения керна сверхглубоких скважин в рудных районах. Этим определяется содержание статьи, составленной сотрудниками ИГЕМ АН СССР, которые занимались исследованиями упомянутых скважин.

Наконец, в двух последних статьях изложены результаты применения математических методов для анализа трещиноватости горных пород в разрезе Кольской сверхглубокой скважины и для качественной оценки закономерностей размещения оруденения в Центральном Таджикистане.

В XII пятилетке в Советском Союзе будет продолжено бурение сверхглубоких скважин на Кольском полуострове, Урале, в Кривом Роге, пройдены глубокие опорные скважины в Мурунтауском, Тырнаузском, Дарасунском и других рудных районах. Комплексные исследования керна этих скважин позволят получить обширную новую информацию о составе и состоянии горных пород в нижних слоях земной коры, разработать пространственные геологические, геохимические и физико-химические модели типовых рудных районов, усовершенствовать научные основы и методы глубинного прогнозирования скрытых рудных месторождений в районах действующих горнорудных предприятий.

Полученные на сегодня данные позволяют утверждать, что в одном и том же блоке земной коры на разных этапах геологической истории структурно-петрологические и физико-химические параметры рудообразования могут резко варьировать, и даже на больших глубинах создаваться зоны пониженных давлений. Не исключено, что именно такие зоны наряду с геологическим разрезом определяют многоярусное распределение месторождений в эндогенных рудообразующих системах, которые объединяют источники рудных компонентов, генерирующие их магматические очаги и метаморфические зоны, пути движения рудоносных расплавов и флюидов и собственно месторождений. Разработка этих представлений входит в задачу будущих исследований по проблеме "Глубинное строение эндогенных рудных районов и месторождений".

И.Н. ТОМСОН

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ РУДНЫХ РАЙОНОВ В ОРОГЕННЫХ ОБЛАСТЯХ

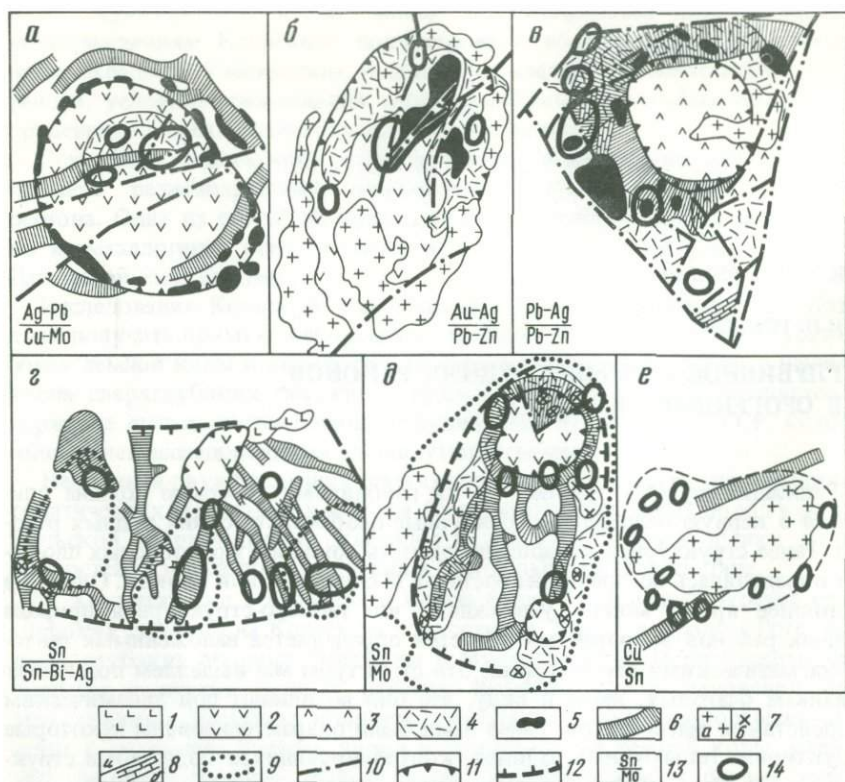
Типизация рудных районов по их глубинному строению должна опираться в первую очередь на структурные особенности самих рудных районов. Ранее структурная *предопределенность* локальных рудоносных площадей определялась по приуроченности их к складкам или блокам. Однако в настоящее время можно утверждать, что геолого-структурная природа рудных районов в орогенных областях определяется наложенными тектоно-магматическими структурами. Эти структуры мы выделяем под наименованием очаговых, имея в виду, что они возникают под динамическим воздействием магм очагов. Ранее нами были охарактеризованы некоторые структурные типы рудных районов, контролирующихся подобными структурами [8]. Затем Г.Ф. Яковлев на примере рудных районов и полей вулканических областей показал их приуроченность к тектоно-магматическим структурам [11]. В.И. Казанским были выделены семь генетических серий локальных рудоносных площадей, среди которых важная рудоконтролирующая роль принадлежит вулканогенным и плутоническим тектоно-магматическим структурам [4].

Важную информацию о строении рудных районов и вмещающих тектоно-магматических структур можно получить при анализе строения магматических ареалов, приуроченных к рудным районам и контролирующихся очаговыми структурами. В качестве существенного дополнения к изучению ареалов следует рассматривать анализ геофизических аномалий, которые отражают особенности глубинного строения рудных районов.

АРЕАЛЫ МАГМАТИЗМА В РУДНЫХ РАЙОНАХ ОРОГЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ И ИХ ТИПЫ

Магматические формации являются основными геологическими индикаторами рудоносных площадей определенного масштаба. Это изометричные площади, в пределах которых наблюдаются закономерные взаимоотношения фациальных типов магматизма. В общем случае они выражаются в концентрически-зональном их размещении, которое может носить также асимметричный характер.

Структуры, контролирующие рудные районы и узлы, отличаются повы-



Р и с. 1. Магматические ареалы в рудных районах различного типа

1, 2 — вулканы: 1 — основные; 2 — среднего состава; 3 — дациты; 4 — кислые вулканы; 5 — экструзивные тела; 6 — пояса даек; 7а — граниты; 7б — гранодиориты; 8 — толщи: а — терригенные, б — карбонатные; 9 — контуры скрытых плутонов; 10 — разломы; 11 — кальдеры; 12 — контуры рудных районов; 13 — превалирующее оруденение верхнего яруса (числитель) и нижнего яруса (знаменатель); 14 — рудные поля

шенной проницаемостью, благодаря чему магматические инъекции вдоль них проникают с различных глубин. Повышенная проницаемость — это наиболее общее свойство рудных районов магматогенного типа. Так, например, алмазонасные кимберлиты образуют "кимберлитовые поля" — группы сближенных трубчатых тел и даек. По данным В.А. Милашева и В.П. Соколовой, они приурочены к блокам с густой и разноориентированной трещиноватостью.

Во многих эндогенных рудных районах и узлах наблюдается закономерное взаиморасположение магматитов интрузивной и вулканической фаций и "самостоятельных малых интрузивов" (по Ф.К. Шипулину). Последние обычно выступают в форме ассоциаций даек. По взаимоотношениям различных фаций магматизма можно выделить шесть основных типов ареалов магматизма и ряд модификаций этих типов. Эти изменения прослеживаются от преобладания вулкаников во внутренней части районов одного типа к доминированию интрузивов в другом крайнем члене этого ряда. Параллельно меняется и характер рудной специализации районов и узлов.

Плутонические тела в рудных районах могут не выходить на поверхность, а фиксироваться геофизическими методами или по ореолам контактного метаморфизма. На примере ряда рудных районов и узлов рассмотрим основные типовые соотношения магматических формаций, которые определяют также тип рудного района.

Тип А можно именовать телескопированными кальдерами, которые опоясаны экструзивными телами и пересечены поясом даек. Максимальная концентрация оруденения приурочена к внутренним вложенным кальдерам.

К этому типу можно отнести Адрасманский и Лашкерецкий рудные районы Чаткало-Кураминского региона. Адрасманская кальдера выполнена вулканитами среднего и верхнего карбона, а также перми (рис. 1, а). Особенности кальдеры является то, что она формировалась в три последовательные стадии, при этом в каждую следующую стадию размеры просадок сокращались. Основная крупная кальдера имеет среднекарбонный возраст, выполнена вулканитами акчинской свиты и обрамлена по периферии экструзивными телами. Вложенная полукальдера меньшего диаметра сложена вулканитами шурабсайской свиты (C_3). Заключительный этап вулканизма сопровождался извержением кызылнурийских вулканитов, которые локализовались по периферии и в секториальном блоке вложенной полукальдеры. Именно здесь расположено наиболее продуктивное оруденение. Пояса даек пересекают кальдеру вдоль зоны осевых разломов и огибают ее по периферии.

Рудные районы подобного типа специализированы на серебряно-полиметаллическое оруденение. Во внешних зонах кальдеры проявлено также галенит-баритовое, медно-висмутовое оруденение и отмечается горизонтальная зональность оруденения по отношению к вложенной кальдере.

Тип Б представлен вулканотектонической впадиной (кальдерой) с интрузивным обрамлением. В районах подобного типа профилирующим является золото-серебряное оруденение, которое локализуется во внутренней части впадины. Молибденовое и полиметаллическое оруденение тяготеет к зоне интрузивного обрамления.

Рудный район совпадает с овальным по форме ареалом развития меловых вулканитов и опоясывающим кольцом гранитоидных интрузий (рис. 1, б). Эта вулканическая впадина напоминает крупную кальдерную постройку, которая претерпела инверсию в период внедрения интрузивных тел и, вероятно, связана с единой очаговой областью.

К типу В мы относим районы блоковой формы с внутренними кальдерами, обрамленными широкими поясами даек и экструзивов. Оруденение локализуется в периферическом поясе и практически отсутствует внутри центральной кальдеры. Примером рудоносных площадей этого типа может служить Дальнегорский рудный район в Приморье с его скарново-полиметаллическим, скарново-боросиликатным, серебряно-свинцовым и оловянно-полиметаллическим оруденением. Район представляет собой секториальный трапезиевидный блок сводового поднятия. В его центре расположена Триключевская кальдера (рис. 1, в). По периферии кальдеры вскрывается терригенно-карбонатная толща, перекрывающаяся вулканитами. В этой же периферической полосе широко распространены серии даек и экструзивные тела, а также практически все оруденение. В районе проявлены дорудные биотитовые метасоматиты. Они образуют куполо-

видные выступы под рудными полями. Наиболее распространено в районе скарново-полиметаллическое оруденение, которое приурочено к рифовым известнякам и образует тела разной морфологии на различных уровнях.

Скарново-боросиликатный тип оруденения локализован в центральной части Дальнегогорского рудного узла и на глубине 1000 м примыкает к выступу гранитного массива.

В типе Г преобладающей фацией магматизма являются малые интрузивы, которые проявляются в форме даек. Пояса даек образуют определенные системы, которые опоясывают район по периферии и пересекают по диаметру (Шахтаминский район), или формируют радиальную систему, которая веерообразно расходится от внутренней вулканической кальдеры (восточная часть Кавалеровского района).

Центром магматического ареала Кавалеровского района является Угловская полукальдера, примыкающая к север-северо-восточной системе разломов (рис. 1, 2). Эта небольшая редуцированная структура расположена во внутренней части рудного района и наложена на складчатые терригенные толщи мезозоя. Небольшие тела гранодиоритового состава вскрываются лишь в отдельных пунктах. Границами ареала на севере и юге являются дугообразные дислокации сводового поднятия, в котором район занимает позицию секториального блока. На востоке и западе район ограничен радиальными разломами свода и имеет трапецевидную форму. Пояса даек, изменяя свое направление, оконтуривают блок рудного района с запада. В районе получили распространение биотитовые метасоматиты, которые вскрываются лишь в отдельных участках, залегая в основном на глубинах в несколько сот метров. Рудные поля в пределах рудного района группируются вдоль субширотных дугообразных дислокаций сводового поднятия. Конкретные поля приурочены к локальным очаговым структурам, под которыми располагаются куполовидные выступы фронта биотититов. Геофизические данные позволяют предполагать присутствие на глубине крупных интрузивных тел.

Наибольшим распространением в районе пользуется жильное эоценовое оруденение касситерит-хлорит-сульфидного типа, образующее верхний ярус в неметаморфизованных терригенных толщах. Оруденение нижнего яруса расположено в турмалинизированных биотититах и отличается более древним возрастом и полисульфидным составом.

Магматические ареалы охарактеризованного типа известны и в других регионах. В восточном Забайкалье — это молибденовый Шахтаминский район. Таким образом, металлогеническая специализация районов подобного типа может быть достаточно разнообразной.

Главными особенностями строения магматических ареалов районов типа Д являются их скрытоплутонический характер и расположение вулканитов по периферии. Широким распространением также пользуются малые интрузивы, группирующиеся в пояса. Крупные гранитные плутоны не вскрываются на поверхности и устанавливаются по геофизическим данным. Характерным примером районов подобного типа может служить Комсомольский оловорудный район в Приамурье, который был охарактеризован В.В. Онихимовским, Н.В. Огняновым и др. Он представляет собой овальное купольное поднятие, наложенное на складчатые терригенные толщи и об-

рамтенное по периферии подковообразными выходами вулканогенно-осадочной холдоминской свиты. Последняя перекрыта верхнемеловыми андезитами амутской свиты, которые слагают кальдеру по периферии северо-восточной части района. Во внутренней части района широким распространением пользуются тела малых интрузивов и пояса даек, которые образуют четкие системы. Важное значение имеют зоны линеаментов широтного и субмеридионального простирания.

В северной части района замкнутый пояс даек и малых интрузивов обрамляет Амутскую кальдеру. Южнее подковообразный пояс малых интрузивов охватывает куполовидное поднятие части рудного района, под которым залегает скрытое интрузивное тело. Это поднятие осложняется дочерними куполами, например Силинским, который также опоясан системой малых интрузивов и включает рой интрузивных тел. В отличие от ареалов районов типа Г здесь большим развитием пользуются малые интрузивы кварцевых диоритовых порфиров монцонитоидного характера (силинский комплекс). Биотитовые метасоматиты пользуются гораздо большей распространенностью и практически развиваются по всем мезозойским осадочным толщам.

Преобладающее развитие в районе имеет касситерит-силикатно-сульфидное оруденение, которое ассоциирует с зонами турмалиновых метасоматитов. Последние прослеживаются в виде дугообразных линейных зон субмеридионального простирания практически через весь район. Установлено пять таких структур, которые на пересечении с широтными и северо-западными разломами вмещают оловорудные месторождения. Меридиональные трещины особенно обильны в поясах, обрамляющих купольные структуры и кальдеры. Механизм образования параллельных дугообразных минерализованных зон определяется их положением в качестве концентрических дислокаций в крупном сводовом поднятии, вмещающем рудный район. Основные месторождения района локализируются в поясе обрамления кальдеры и в периферической зоне внутреннего купольного поднятия. Магматические ареалы подобного типа присущи также меднопорфировым рудным районам. Так, например, для Алмалыкского рудного района характерно сочетание небольших интрузивов монцонитоидного состава, вулканитов и слабо эродированного плутона сиенит-диоритов.

Тип Е рудных районов отличается преобладанием плутонических фаций магматизма в сочетании с секущими поясами малых интрузивов (рис. 1, е). Характерными примерами рудных районов подобного типа могут служить пять рудных районов Корнуолла, Пыркакайский рудный район Северо-Востока СССР, ряд редкометальных районов Казахстана, Рудных Гор и др.

В качестве примера рассмотрим рудные районы Корнуолла по материалам Д.В. Рундквиста [9]. Эти районы приурочены к выступам (до 3—4 км) крупного Корнубийского батолита, который имеет пологую подошву и протягивается в северо-восточном направлении. Такое направление имеет и рудоносная металлогеническая зона, которая сопровождается поясом даек фельзитов и кварцевых порфиров. С металлогенической зоной совпадает положение корня Корнубийского батолита. Металлогеническая зона и пояс даек секут под острым углом терригенные толщи с прослоями

основных вулканитов девона—раннего карбона, которые простираются в субширотном направлении. Выступы гранитного батолита, вероятно, связаны с узлами пересечения зоны северо-восточного простираения трещинами северо-западного и меридионального простираения. Рудоносными являются штоки мелкозернистых гранитов.

В пределах рудных районов широко развиты процессы турмалинизации. Оруденение разнообразно по составу (касситерит-силикатное, касситерит-сульфидное, полиметаллическое и др.) и имеет различный возраст (290—50 млн. лет). Более ранними являются грейзены, кварц-полевошпатовые и пегматоидные жилы в гранитах, которые формируют нижний ярус оруденения. Более поздние рудные тела представляют собой метасоматические кварц-турмалиновые и кварц-хлоритовые зоны с касситеритом, например район Сеинт Оустелл в Корнуолле (см. рис. 1, е).

В Советском Союзе близким по типу является Пырकाкайский рудный район. В его пределах, по данным Л.П. Цветкова, продуктивные рудные поля располагаются по периферии скрытого гранитного плутона. Рудоносные участки, расположенные в зонах секущих линейментов над кровлей плутона, не являются перспективными. Таким образом, важную роль в районах плутонического типа играют околобатолитовые зоны проницаемости, возможно, образованные при динамическом воздействии интрузива на вмещающую толщу.

Строение магматических ареалов является основной характеристикой рудных районов, однако состав оруденения в пределах однотипных ареалов может существенно различаться в зависимости от принадлежности к той или иной металлогенической зоне. Тем не менее разнотипные по строению магматических ареалов районы, расположенные в одной металлогенической зоне, могут сопровождаться однотипным оруденением.

Так, например, состав оруденения в рудных районах Корнуолла (тип Е) близок составу оруденения Комсомольского района (тип Д), хотя есть существенные различия в закономерностях локализации оруденения и строения магматических ареалов в пределах районов этих двух типов. Следует отметить, что характер оруденения в однотипных районах может быть различным: в районах типа А (телескопированные кальдеры с экструзивным обрамлением) может проявиться в одном случае свинцово-серебряное оруденение в сочетании с полиметаллическим и медно-висмутовым при подчиненном значении золото-серебряного, в другом — флюоритовое в сочетании с редкометальным.

В районах типа Б (обращенные кальдеры с интрузивным обрамлением) может проявляться золото-серебряное оруденение в сочетании с полиметаллическим и молибденовым или золото-теллуридное в сочетании с медно-порфировым.

Все это можно рассматривать как свидетельство того, что типы рудных районов в меньшей степени определяют металлогеническую специализацию, а скорее отличаются одной общей чертой — с ними связана концентрация оруденения.

Выше был охарактеризован ряд магматических ареалов в рудных районах орогенного типа. Первые члены этого ряда контролируются кальдерами. Попутно отметим, что, по данным Н.П. Лаверова [5], рудные районы континентальных вулканических поясов на 80% приурочены именно к каль-

дерам. Многие другие рудные районы орогенов контролируются купольными или блоковыми поднятиями. Те и другие представляют собой наложенные очаговые структуры. В ряду приуроченных к ним магматических ареалов направленно меняются значение различных фаций магматизма и характер зонального строения ареалов. Последний выражается в доминировании вулканитов в кальдерных постройках с концентрическим распределением магматических комплексов (типы А, Б). По мере нарастания роли малых интрузивов кальдерные постройки сокращаются в размерах, оставаясь ядрами зонального распределения магматических образований (тип В). Далее в этом ряду нарастает роль плутонических комплексов, которые в средней части ряда (типы Г, Д) являются скрытой, а в крайней части ряда (тип Е) — доминирующей фацией магматических тел, см. рис. 1.

Рассмотренные типы магматических ареалов в значительной степени определяют собой и типы рудных районов. Это связано с тем, что геологическая природа локальных рудоносных площадей может отождествляться с понятием о рудно-магматических системах. Зональные магматические ареалы в районах с закономерно приуроченными к ним магматическими узлами подчиненного порядка представляют собой иерархию рудно-магматических систем, контролирующихся очаговыми структурами.

Все сказанное относится к магматическим ареалам (или рудно-магматическим системам) рудных районов орогенного этапа развития. В числе отличий магматических ареалов рудных районов следует отметить аномальный характер на фоне петрографических провинций. Аномальные черты могут проявляться в различной форме. Это повышенная щелочность, контрастный состав или преобладание пород повышенной кислотности, формирование магматических пород в более восстановительных условиях, очень широкое развитие малых интрузивов.

Специальный интерес представляет вопрос о том, как соотносятся с рудными районами орогенного этапа районы, сформировавшиеся в геосинклинальных условиях. Для этого можно обратиться к особенностям строения хорошо изученных колчеданосных районов.

По данным Г.Ф. Яковлева, М.Б. Бородаевской, А.И. Кривцова и других исследователей, рудные районы и узлы Урала, Алтая и других регионов также прежде всего характеризуются закономерным строением магматических ареалов. При этом, как отмечает Г.Ф. Яковлев [12], к положительным вулcano-купольным структурам приурочены рудные районы с разнообразными типами оруденения, а к отрицательным вулcano-структурам приурочены районы с вулcanoгённым оруденением. К локальным структурам на площади таких районов приурочены колчеданные рудные поля. Таким образом, установлена вулcano-тектоническая природа рудных районов в геосинклинальных областях [11, 12]. Рудоносные вулcano-тектонические поднятия нередко развиваются в пределах вторичных геосинклиналей. Они характеризуются колчеданно-полиметаллической специализацией. Примером вулcanoгённых геоантиклиналей, по Г.Ф. Яковлеву и др., являются Алейское, Синюшинское поднятия на Рудном Алтае. Здесь развиты среднедевонско-франские вулканиты базальт-риолитовой формации, с которыми ассоциируют все колчеданно-полиметаллические месторождения. Они переслаиваются с осадочными отложениями, мощность которых сокращается к центрам поднятий, где появляются красноцветные

отложения. Отмечается, что кислые и отчасти основные вулканиды повышенной мощности сосредоточены на склонах поднятий и слагают вулканотектонические депрессии II порядка. Позиция рудных полей определяется вулcano-купольными структурами III порядка. Ведущее значение тектономагматических структур для позиции локальных рудоносных площадей было подчеркнуто для Рудного Алтая также Б.П. Бедаревым и П.С. Ревякиным.

Установлено, что вулcano-депресссионные структуры в раннегеосинклинальных провинциях Урала, Алтая, Кавказа, Японии вмещают медноколчеданные районы [11, 12]. Среди этих структур важная роль также принадлежит кальдерообразным депрессиям.

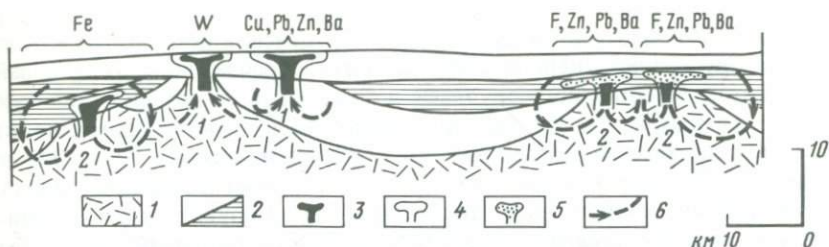
Есть основания отметить, что рудные районы, узлы и поля в колчеданосных провинциях приурочены к разноранговым очаговым структурам. В этом отношении они близки к тем, которые формируются в орогенных условиях. По-видимому, ряд типовых рудных районов для геосинклинальных условий может оказаться гомологом более изученного ряда районов орогенного типа.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ РУДНЫХ РАЙОНОВ И ЯРУСНОСТЬ ОРУДЕНЕНИЯ

Рудным районам обычно соответствуют аномалии геофизических полей, отличные от регионального фона. Специальные геофизические исследования рудных районов в последние годы позволили Л.И. Брянскому и др. сделать заключение о том, что эти рудные районы имеют структурно оформленные глубинные корни [2, 3]. Важное место при этом уделяется "структурам возбуждения магматических процессов", т.е. очаговым зонам, которые под рудными районами являются многоуровненными. Геофизические данные позволяют отличать рудные районы от безрудных пространств, вплоть до утверждения о том, что рудные районы имеют корни в мантии. Проведенные сейсмические исследования на Ханкайском массиве (Вознесенский рудный район) показали, что здесь фиксируется слой пониженных скоростей ($V_p = 6,0$ км/с) в основании земной коры и слой повышенных скоростей ($V_p = 6,6 \div 6,8$ км/с) на глубине 12 км. Последний можно рассматривать как волновод. Коровые волноводы трактуются рядом исследователей как флюидодинамический резервуар, причем положение волновода является важной характеристикой рудных районов. Так, например, в Мурунтаусском рудном районе, по данным Е.М. Бутовской, установлено воздымание волновода до глубин 8 км. Таким образом, совместный анализ различных геофизических данных позволяет сделать интерпретацию глубинного строения рудных районов.

Сравнительно простым является глубинное строение районов плутонического типа (Е). Как установлено, в Корнуольской провинции гранитоидные массивы рудных районов являются выступами единого Корнубийского батолита [9]. Эти выступы возвышаются на 3—4 км над кровлей батолита. Последний имеет пологое днище, а мощность гранитного батолита на расстоянии 216 км меняется от 8 до 20 км.

Оловоносная металлогеническая зона Корнуолла имеет северо-восточное простиранье, отмечается поясом даек кислых пород и располагается



Р и с. 2. Схема формирования оруденения различного состава в зависимости от расположения "центров эманации", по Дж. Моору (Д.В. Рундквист, 1980 г.)

1 — интрузив; 2 — вмещающие толщи; 3 — зоны оловянной и вольфрамовой минерализации; 4 — зоны барит-полиметаллической минерализации; 5 — зоны флюорит-барит-полиметаллической минерализации; 6 — потоки эманаций

вдоль оси отрицательной аномалии силы тяжести. При этом установлено, что интрузивы имеют лакколитообразную форму с крутопадающим "корнем", который расположен асимметрично по отношению к массивам. Важно отметить, что рудные тела располагаются в пределах проекции "корня" массива на современную поверхность.

Установлены два яруса оруденения, причем нижний представлен грейзенами, кварц-полевошпатовыми и пегматоидными жилами в гранитах. Промышленная минерализация располагается над кровлей гранитных массивов и распространяется от нее на расстояние до 300—500 м. В рудных телах верхнего яруса проявлена отчетливая зональность, выражающаяся в смене по восстанию оловянной минерализации вольфрамовой, а затем медной и далее полиметаллической. Системы жил имеют веерообразный характер и сближаются на глубине. По Д. Моору, формирование оруденения связывается с "центрами эманации". При этом поднимающиеся вверх растворы на верхних горизонтах распространялись уже в горизонтальном направлении по отношению к этим "центрам", образуя грибообразные зональные системы (рис. 2).

Изучение глубинного строения редкометальных рудных районов Казахстана позволило Т.М. Лаумулину [6] сделать вывод об изменении морфологии интрузивов в различных глубинных зонах. Образование лакколитов, проявление многофазной магматической деятельности, метасоматоза и рудообразования возможны только в верхней части земной коры. Выше лакколитов формируются сложнотетраэдрические штоки. Вулканические жерла сменяются на глубине дайкообразными телами, прожилковые и штокверковые зоны — отдельными жилами. Ярусность оруденения в системе интрузив—надынтрузивная зона проявляется в преобладании во внутриинтрузивной зоне жильных полей с околожильными грейзенами. Эндоконтактная зона характеризуется плащеобразными залежами грейзенов и штокверков, а также телами пегматитов, штоками альбитизированных пород с вкрапленным оруденением. В зоне экзоконтакта характерны пластообразные залежи вкрапленных, штокверковых и метасоматических руд. Штокверки преобладают и в надынтрузивной зоне.

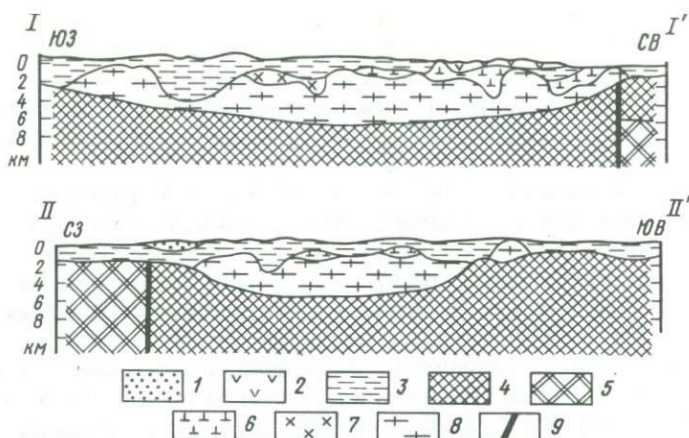
Как следует из материалов Т.М. Лаумулина, вертикальная структурная ярусность носит прерывистый характер. Предложенная схема является интегральной. В реальных условиях в полной мере обычно развит один структур-

турно-морфологический тип (ярус), тогда как остальные могут быть редуцированы. Рассмотренная схема ярусов оруденения реализуется в основном для оруденения кварц-редкометального и грейзенового типа. В районах касситерит-силикатного оруденения системы жильных тел локализуются, как правило, в надынтрузивной зоне, а не в гранитоидном теле, как это имеет место для оруденения кварц-редкометального типа. Эти два различных типа оруденения могут быть совмещены в пределах одних и тех же рудных районов, но в этом случае они образуются в разные этапы процесса рудообразования. Примером таких соотношений могут быть рудные районы Корнуолла, где ранние (279 ± 5 млн. лет) кварц-касситеритовые жилы и грейзены локализуются в кровле массива, а касситерит-силикатные жилы последующего этапа (270 млн. лет) — в надкровельной части массива.

Глубинное строение районов типа Д (куполовидные поднятия со скрытоинтрузивным основанием) можно рассмотреть на примере Комсомольского рудного района (см. рис. 1, д). Как отмечает Э.Н. Лишневский, район практически полностью совпадает с локальным минимумом силы тяжести. По данным Л.И. Брянского и Ю.Ф. Малышева [2], Комсомольский район характеризуется разуплотнением на всю мощность земной коры.

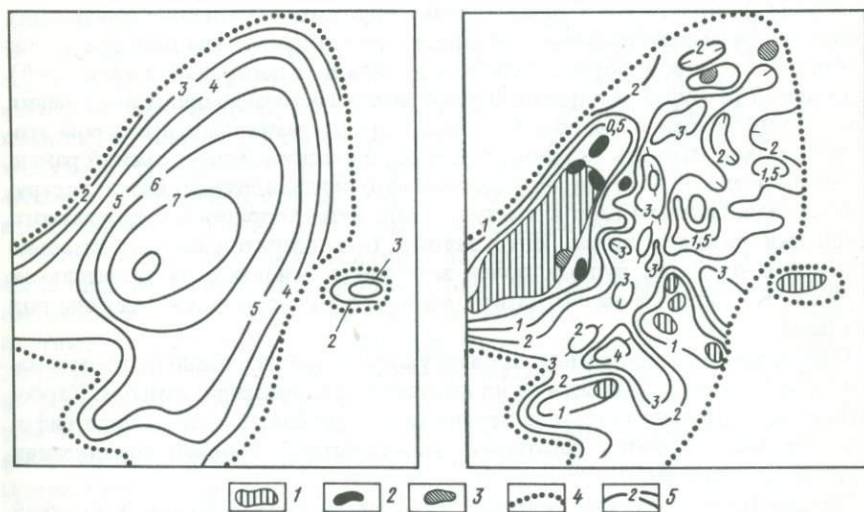
Интерпретация особенностей строения гравитационного поля позволила Э.Н. Лишневскому предложить следующую глубинную модель строения района [7]. В основании последнего залегает скрытый лополитообразный гранитный плутон чашевидной формы, который локализуется среди юрских терригенных толщ на прогнутом палеозойском основании (рис. 3). На площади, примыкающей к району с запада, граниты вскрываются на поверхности. Мощность гранитоидного тела оценивается по вертикали до 8 км. На месторождении Солнечном граниты были вскрыты скважиной на глубине 600 м. На поверхности в районе обнажаются малые тела гранитоидов повышенной основности, которые по возрасту древнее скрытого гранитного тела на глубине. Интерпретация геофизических данных позволила Э.Н. Лишневскому реконструировать морфологию кровли и подошвы скрытого лополита (рис. 4). Если подошва лополита имеет простую форму, понижаясь к внутренней части района, то его кровля осложнена многочисленными куполами и прогибами (до глубины 3–4 км). Многие месторождения тяготеют к нескрытым куполам массива и их пологим склонам. Благоприятным также считается присутствие в пределах куполов гранитов пород с пониженной плотностью — вероятно, лейкократовых поздних фаз.

Непосредственно к западу от района вскрывается Чалбинский массив, который рассматривается как выход лополита на поверхность. Общие размеры плутона составляют 60×30 км. В пределах Чалбинского массива и в его экзоконтакте известна оловянная минерализация грейзенового и кварц-турмалин-полевошпатового типа. Есть основания считать, что это оруденение нижнего яруса и относится к самостоятельному этапу рудообразования, подобно тому как это имеет место в Корнуолле. Основное касситерит-силикатное оруденение района располагается в оптимальном удалении от кровли массива на 1–2,5 км среди терригенных юрских толщ и вулканитов холдоминской свиты [7]. В пределах рудных зон этого типа проявлена зональность, выражающаяся в увеличении роли сульфидной, в том



Р и с. 3. Схематические глубинные геологические разрезы Комсомольского района по профилям I-I' и II-II', по Э.Н. Лишневскому (1980 г.)

1 — песчано-глинистые угленосные отложения олигоцена—миоцена; 2 — амутские порфириды, дациты и андезиты верхнего мела; 3 — преимущественно терригенные флишиодные отложения юры; 4, 5 — породы фундамента, предположительно: 4 — песчано-сланцевые перми, 5 — спилито-кремнистые карбона; 6–8 — породы позднемелового возраста: 6 — силинские кварцевые габбро, кварцевые диориты, 7 — гранодиориты, гранодиорит-порфиры, 8 — чалбинские роговообманково-биотитовые и биотитовые граниты; 9 — предполагаемые по геофизическим данным разломы фундамента



Р и с. 4. Схема изогипс подошвы (а) и изогипс кровли (б) Комсомольского гранитного плутона, по Э.Н. Лишневскому (1980 г.)

1 — чалбинские или близкие к ним по составу граниты; 2 — лейкограниты и интрузивные кварцевые порфиры; 3 — гранодиориты и гранодиорит-порфиры; 4 — контур надинтрузивной зоны плутона под вмещающими породами; 5 — изогипсы кровли и подошвы плутона от уровня земной поверхности (в км), бергштрихи направлены в сторону погружения

числе медной, минерализации по восстанию рудных тел. Рудные тела, залегающие среди перекрывающих эффузивных толщ амутской свиты, имеют касситерит-сульфидный состав. По мере приближения к гранитным куполам на глубине появляется также молибденовая минерализация. Это свидетельствует о многоярусном распределении оруденения в пределах рудного района.

Особенности глубинного строения районов типа Г (очаговые блоки с внутренней кальдерой и системой дайковых поясов) могут быть рассмотрены на примере Кавалеровского рудного района. Здесь также предполагается присутствие скрытых гранитных плутонов. Скважинами на глубине около 1000 м на Дубровском месторождении пересечены эоценовые лейкократовые граниты. На поверхности вскрываются лишь мелкие штоки гранитоидов повышенной основности позднемелового возраста. По данным В.П. Макарова, скрытые гранитные интрузивы не образуют единого тела, как это имеет место в пределах Комсомольского рудного района, а намечаются три разобщенных скрытых интрузива. Биотитовые метасоматиты выходят на поверхность лишь на отдельных ограниченных площадях. На глубине биотититы имеют широкое распространение, образуя купольные выступы под рудными полями.

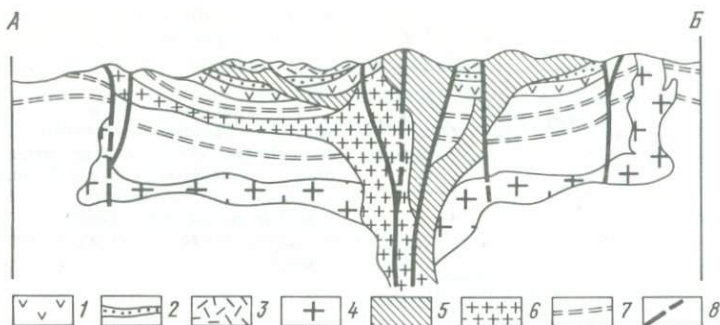
Установлена отчетливая ярусность оруденения по отношению к фронту биотититов. Выше последнего локализуются эоценовые жилы касситерит-сульфидно-хлоритового состава. Ниже этого фронта расположено оловянно-висмутово-серебряное оруденение турмалин-колчеданного состава, которое имеет позднемеловой—палеоценовый возраст. На глубине, над куполовидными выступами лейкократовых гранитов, локализуются молибденосодержащие штокверки. Общая картина ярусного размещения оруденения в районах рассматриваемого типа еще более отчетлива, чем в предыдущих.

Районы блоковой формы следующего типа В (с центральной кальдерой) отличаются безрудным ядром и периферическим размещением оруденения вокруг внутренней кальдеры (см. рис. 1, в). Характерным примером этого типа может служить скарново-полиметаллический Дальнегорский район. В периферической зоне широко развиты вулканиты верхнего яруса, экстрезивные тела, системы даек и выступы осадочного терригенно-карбонатного основания нижнего яруса. Интрузивные тела гранитоидов относительно редки и в пределах рудных полей залегают в основном на значительной глубине. Биотитовые метасоматиты образуют куполовидные выступы под рудными полями.

Скарновые месторождения локализуются в толщах осадочного основания в карбонатных породах и на их контактах с алюмосиликатными. Карбонатные породы залегают среди терригенных триасовых толщ в виде рифовых построек. Имеется несколько благоприятных уровней локализации скарново-рудных тел.

Плассеобразные залежи скарнов залегают на двух уровнях: в верхней и в нижней частях известняковых рифов на их контакте с подстилающими терригенными толщами и перекрывающими вулканитами. Эти два яруса местами соединяются между собой крутопадающими трубообразными телами скарнов. Есть еще один уровень залегания скарновых тел в нижней части покрова вулканитов, где они приурочены к глыбам известняков.

Верхний ярус оруденения в районе приурочен к вулканическим покро-



Р и с. 5. Разрез Нивленгинской вулкано-тектонической депрессии, по Ю.С. Бочарникову и др.

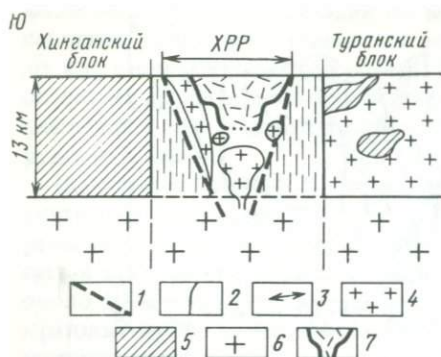
1-3 — толщи вулканогенного комплекса: 1 — нижняя — андезиты, базальты, их туфы, 2 — средняя — лавы, туфы липаритов, 3 — верхняя — игнимбриты липаритов; 4-6 — интрузивный комплекс: 4 — лейкократовые субщелочные биотитовые граниты, 5 — автомагматические брекчи; 6 — микропегматитовые щелочные граниты; 7 — осадочные отложения верхоянского комплекса и направление падения пород; 8 — разрывные нарушения

вам, в которых проявлены сереброносные и серебряно-полиметаллические жилы. Эти жилы имеют послескарновый возраст и там, где они проникают в скарновые тела, сопровождаются каймой разложения скарновых минералов.

При дальнейшем увеличении роли кальдерных построек они могут занимать всю площадь рудного района. Районы типа Б приурочены к инверсионным кальдерам с гранитоидным обрамлением (см. рис. 1, б). На примере Нивленгинского района Северо-Востока СССР можно рассмотреть особенности глубинного строения. В нижней части разреза вскрываются вулканы среднего состава, которые перекрыты через поверхность размыва потоками субщелочных липаритов, а к периферии структуры сменяются туфами [1]. В заключительный этап вулканизма произошло массовое извержение игнимбритов. Затем внедрились тела автомагматических брекчий и послезэффузивные гранитоидные тела.

Золото-серебряная минерализация локализуется в основном в андезитах и частично в липаритах средней толщи, вблизи от массивов вторичных кварцитов и вулканических центров. Установлено, что вторичные кварциты залегают под игнимбритами верхней толщи, которые их перекрывают. Считается, что образование золото-серебряного оруденения происходило до формирования игнимбритов. Молибденовое и полиметаллическое оруденение локализуется в зонах грейзенизации вдоль интрузивного обрамления структуры. Ю.С. Бочарников и Н.В. Ичетовкин предложили глубинную интерпретацию строения кальдерной постройки [1]. По представлениям этих авторов, вулканическая впадина в центральной части была преобразована в купол, где сосредоточены интрузивные тела гранитоидов и автомагматических брекчий. Пологий гранитоидный очаг предполагается на глубине среди терригенных толщ верхоянского комплекса на всей площади кальдерной постройки. Крутые каналы располагаются по периферии кальдеры и в ее центре (рис. 5).

Оруденение локализуется в андезитовой толще, частично в кислых вул-



Р и с. 6. Глубинная структура Хинганского рудного района, по данным Л.И. Брянского и Ю.Ф. Малышева, 1985 г.

1 — границы раздела; 2 — разломы; 3 — границы Хинганского рудного района (ХРР); 4 — граниты; 5 — блоки метаморфических пород докембрийского возраста; 6 — блоки гранитизированного кристаллического фундамента; 7 — вулканоструктуры

канитах, но практически не распространяется в игнимбриты. Таким образом, определяется уровень, благоприятный для локализации рудных тел.

Глубинное строение рудных районов типа А (телескопированные кальдеры с экструзивным обрамлением) можно кратко рассмотреть на примере Адрасманской кальдеры. Основные полиметаллические рудные поля сосредоточены по периферии вложенной дополнительной полукальдеры, выполненной вулканитами более молодых комплексов [10]. Опушенный секториальный блок этой кальдеры включает самые молодые трахилипариты кызылнуринской свиты. В этом секториальном блоке проявлена относительно молодая штокверковая минерализация флюорит-полиметаллического состава. По периферии вложенной кальдеры развито свинцово-цинковое оруденение, а в ее внутренней части — медно-висмутовое. Кварцадулярная минерализация приурочена к периферии большой кальдеры. Зональное распределение различных типов оруденения отражает также и вертикальное их разделение [10]. Так, медно-висмутовая минерализация установлена в скважинах ниже распространения флюорит-полиметаллического оруденения. Предполагается присутствие в районе нескольких ярусов оруденения: флюорит-полиметаллического, свинцово-цинкового и медно-висмутового. Большая роль в локализации оруденения принадлежит экструзивным аппаратам.

Рассмотренные примеры разнотипных районов показывают, что общей закономерностью является существование ярусов оруденения различной глубинности. Эти ярусы соотносятся с положением кровли интрузивных тел, фронта биотитовых метасоматитов. В районах с широким развитием вулканитов разновозрастные серии последних могут вмещать различные типы оруденения.

Пока имеются предварительные сведения о специфическом характере глубинного строения рудных районов по геофизическим данным. На отдельных примерах установлено сокращение мощности земной коры в пределах рудных районов, развитие волноводов над ними [2, 3]. Так, например, Родопский массив является рудоносным только в своей восточной части, где широкое распространение получила кайнозойская полиметаллическая минерализация. В отличие от Западных Родоп, мощность коры сокращена за счет ее верхних слоев; кроме того, получила развитие пологая зона волновода. По данным Л.И. Брянского и Ю.Ф. Малышева, Малоботуобин-

ский рудный район представляет собой блок, ограниченный разломами на мощность коры, для которого характерны пониженные скорости в мантии на глубине 35 км и разуплотненное состояние земной коры. Характерным для рудных районов является наличие очаговых зон, связанных с расслоенностью земной коры. Так, для Хинганского оловорудного района под вулкано-тектонической депрессией выявлено наличие разуплотненного периферического очага (рис. 6).

Установленная приуроченность рудных районов к тектоно-магматическим структурам, наложенным на предшествующие складчатые дислокации, позволяет наметить пути изучения их глубинного строения. Изучение строения нижних уровней рудных районов должно опираться на комплекс геофизических методов и простирается до уровней нижней коры и верхней мантии. Как было показано нами на некоторых примерах, оно должно включать позицию очаговых зон в земной коре, характер проницаемости всей структуры района. Эти задачи являются общими для районов различного типа.

Иначе следует рассматривать проблемы изучения строения верхних уровней рудных районов. В пределах последних локализуются основные ярусы оруденения, и выяснение их позиции является наиболее актуальной задачей. Позиция ярусов оруденения отличается в рудных районах плутоногенного и вулканогенного типов.

Для первых основную роль играют поверхности фронта биотитов, морфология гранитоидных тел, которые определяют положение ярусов оруденения. Для вторых важную роль играют вулканические серии различного состава и физико-механических свойств, которые могут избирательно включать системы рудных тел.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бочарников Ю.С., Ичетовкин Н.В. Связь магматизма и оруденения на примере Наялунгинской вулкано-тектонической депрессии // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Магадан. кн. изд-во, 1980. Вып. 25. С. 74–84.
2. Брянский Л.И., Малышев Ю.Ф. Прогнозирование глубинных рудных объектов методами геофизического моделирования // Тихоокеан. геология. 1985. № 3. С. 68–74.
3. Брянский Л.И., Домбровский В.Г. Глубинная структура рудных районов юго-восточной части Ханкайского массива // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, № 4. С. 951–954.
4. Казанский В.И. Эволюция региональных и локальных рудоносных структур // Эндеогенное рудообразование. М.: Наука, 1985. С. 134–142.
5. Лавров Н.П. Условия формирования гидротермальных месторождений в континентальных вулканических поясах // Минеральные месторождения. М.: Наука, 1972. С. 34–45.
6. Лаумулин Т.М. Редкометаллоносные структуры в геотектогенах Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1977. 187 с.
7. Лишневский Э.Н. Глубинное строение Комсомольского оловорудного района по геофизическим данным // Геология рудн. месторождений. 1980. № 6. С. 37–46.
8. Орлова А.В., Томсон И.Н., Вольфсон Ф.И., Лукин Л.И. Литологические и структурные факторы размещения оруденения в рудных районах. М.: Недра, 1964. 213 с.
9. Рундквист Д.В. Современные представления о геологическом строении, зональ-

- ности месторождений Корнуолла (Англия) // Геология рудн. месторождений. 1980. № 6. С. 3–17.
10. Тананаева Г.А., Кочнева Н.Т. Строение и металлогения Адрасманской кальдеры: (Западный Тянь-Шань) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 11. С. 86–95.
11. Яковлев Г.Ф. Эволюция рудоносных вулканогенных структур // Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985. С. 230–240.
12. Яковлев Г.Ф. Вулканогенные структуры месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1984. 205 с.

УДК 553.27/291+552.1:53

Ю.Г. САФОНОВ

СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА РАЗЛИЧНЫХ ГЛУБИННЫХ УРОВНЯХ

Исследования структурно-петрофизических условий эндогенного рудообразования охватывают широкий круг вопросов, характеризующих взаимосвязь структурных элементов и петрофизических свойств геологической среды рудообразования при формировании месторождений. Важное значение в контроле оруденения деформационных структур, естественно, повлияло на концентрацию внимания исследователей на этой стороне проблемы [7, 15, 17].

Информация, накопленная в ходе исследований влияния тех или иных физико-механических свойств пород на рудообразование, достаточно обширна [13, 9, 14]. Вместе с экспериментальными данными и тектоно-физическим моделированием [4, 17] специализированные петрофизические исследования позволяют восстановить геодинамическую обстановку формирования месторождений, охарактеризовать гидродинамические условия рудообразования [5].

Однако в этих разработках обычно мало учитываются закономерные изменения петрофизических свойств [1, 12], а вместе с этим и структурно-петрофизических условий рудообразования с глубиной.

Общий вертикальный интервал верхней части земной коры, в пределах которого формировались рудные месторождения, оценивается в 6–10 км [5, 6, 9]. Изменения геостатического (литостатического) давления в этом интервале составляют ориентировочно от 0,1 до 200–300 МПа, а градиентные нарастания температуры — до 300–350 °С.

Как показывают экспериментальные исследования, эти изменения прямо противоположно отражаются на изменениях плотности, прочности пород [18]. Их проявления редко распознаются с должной достоверностью, к тому же естественная первичная неоднородность пород даже одного состава предопределяет и различия в их подверженности названным факторам изменений петрофизических свойств.

Известны зависимости деформационных свойств пород от времени действия нагрузок, от их водонасыщенности и т.д.

В настоящей статье мы не ставим задачу анализа всех многочисленных

факторов, которые могли влиять на изменения структурно-петрофизических условий рудообразования с глубиной. Основное внимание уделено нами влиянию неоднородности геологической среды на важнейшие, как нам представляется, стороны условий формирования гидротермальных месторождений — на геодинамическую обстановку и фильтрационные свойства среды.

НЕОДНОРОДНОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ

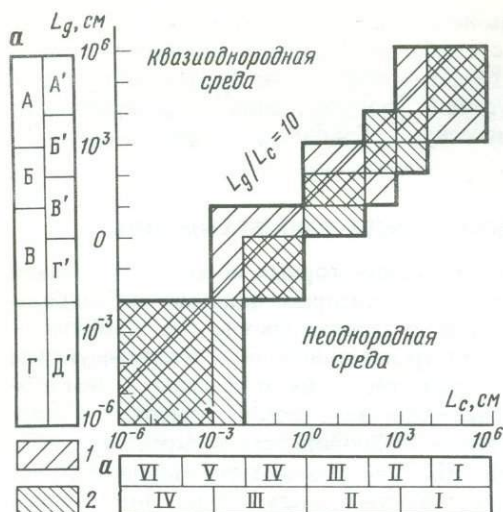
М.В. Рац классифицирует неоднородности горных пород на основании понятия "элемента неоднородности", под которым понимается "наибольший объем горной породы, который на данном уровне (масштабном. — Ю.С.) может рассматриваться как внутренне однородный в интересующем нас отношении и отличающийся в этом отношении от смежных с ним объемов" [11, с. 27]. В общем интервале линейных размеров элементов неоднородности 10^{-6} — 10^6 см выделяются неоднородности четырех порядков: IV — неоднородность кристаллов; III — неоднородность состава и структуры горной породы; II — неоднородность слоистых толщ, интрузивных тел и т.п.; I — неоднородность массива горных пород (рис. 1). Данная классификация предназначена для решения задач инженерной геологии и, что представляется особо важным, определяет необходимый масштабный уровень и вид исследований при изучении воздействия неоднородностей различного порядка. На диаграмме структурной неоднородности диагональной линией разграничиваются область осреднения неоднородностей, где они являются свойством среды, и область с однородной структурой (см. рис. 1).

Приведенная диаграмма позволяет оценить масштабный уровень исследований при изучении полей палеонапряжений. Области воздействия неоднородностей I—IV порядка при этом разделяются на: А — поле напряжений, в котором формируется рудное поле — месторождение; Б — поле, в котором развиваются рудные тела; В — локальные напряжения в породе; Г — напряжения в минералах и их агрегатах. Возможны и другие подразделения неоднородностей, но вывод об исключительности возможного полного соответствия локального поля (В) полю напряжений в масштабе месторождения или тем более рудного поля (А) вряд ли может оспариваться.

Оценка геологической среды по проницаемости — фильтрационным свойствам — будет более полной, если исходить из пяти—шести порядков неоднородностей и их воздействия на формирование ореолов рассеяния рудных компонентов, вкрапленности, прожилков, рудных тел и месторождений, как это показано на рис. 1 (вариант а).

Проницаемость геологической среды гидротермального рудообразования на I—II масштабном уровнях пока не поддается количественной оценке. В целом она представляется значительно более высокой, чем проницаемость пород за счет трещинной проницаемости, теплового разуплотнения и гидротермального изменения пород при формировании месторождений и других явлений.

Влияние неоднородностей I порядка отражено в закономерностях размещения месторождений на различных глубинных уровнях в этажно-ярусной



гнезд и вкрапленности. Проницаемость среды в ходе такого процесса претерпевает существенные изменения.

Стадийное, зональное формирование гидротермальных месторождений приходится учитывать и при анализе геодинамической обстановки рудообразования. Как показывает опыт исследования месторождений, эта обстановка может существенно изменяться в зависимости от неоднородности II порядка, влияя на формирование рудных столбов или отдельных частей месторождений, в меньшей степени отражаясь на обстановке формирования месторождения или рудного поля в целом.

В анализе структурно-петрофизических условий рудообразования неизбежны трудности выделения, переходящие часто в условности разграничения, элементарных объемов горных пород на различных масштабных уровнях, а также разделения собственно геологических и петрофизических факторов контроля оруденения.

В целом неоднородность геологической среды рудообразования предопределяет необходимость комплексирования собственно петрофизического анализа рудных полей и месторождений с тектонофизическим и гидродинамическим моделированием условий их формирования.

НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Вопросы геодинамических условий формирования гидротермальных месторождений обычно рассматриваются с позиций оценки вида напряженного состояния участков локализации оруденения — сжатия или растяжения, а также с позиций определения динамических и кинематических видов рудоконтролирующих структурных элементов — по принадлежности их к отрывным или сколовым нарушениям, а последних к сбросам, взбросам и сдвигам. Известны противоположные точки зрения, высказывавшиеся об условиях рудообразования. Ф.И. Вольфсон и другие исследователи — сторонники представления об образовании гидротермального оруденения в обстановке сжатия, Г.М. Вировлянский и др. — формирования рудных жил в обстановке растяжения. Однако в этих представлениях не всегда учитывается масштабный уровень проявления рудоконтролирующих деформаций, петрофизическая неоднородность среды рудообразования, а без этого невозможно получить корректные оценки геодинамической обстановки формирования рудного поля — месторождения — рудной жилы.

Значительный прогресс геомеханики, тектонофизики, как и петрофизического анализа рудных полей, в настоящее время позволяет подойти к данной проблеме с учетом многообразия факторов, определивших напряженное состояние пород в сфере рудоотложения, и сложных соотношений локальных и региональных полей палеонапряжений в период рудообразования.

На региональном уровне, очевидно, правомерно представление о преимущественном проявлении гидротермального рудообразования в обстановке сжатия земной коры. Современное напряженное состояние земной коры, по П.Н. Кропоткину и др. [3], оценивается следующим образом: на 85% земной поверхности доминируют сжимающие напряжения, на 5% преобладает растяжение; эти 5% охватывают грабены, рифты, осевые зоны средин-

но-океанических хребтов. С гидротермальными процессами в осевых зонах срединно-океанических хребтов связывается современное образование колчеданно-полиметаллических рудных скоплений, однако значимость этих процессов в прошедшие геологические эпохи окончательно еще не выяснена.

В складчатых поясах вплоть до завершающей стадии их развития, когда проявлялось гидротермальное оруденение, очевидно, доминировала обстановка сжатия. Более сложным, по-видимому, было геодинамическое состояние областей тектоно-магматической активизации, орогенных областей. Для последних характерно возникновение крупных сводовых поднятий, связанных с действием вертикально направленных активных сил. Общие деформации типа поперечного изгиба приводили на отдельных участках к преобладанию растягивающих субгоризонтальных напряжений, что отразилось, в частности, в формировании компенсационных грабен; в таких грабенах известны и рудные месторождения.

Представления об общих геодинамических условиях развития основных структур земной коры, как известно, существенно различаются. Однако и в концепции геосинклинального формирования земной коры, придающей основное значение вертикальным движениям, и в концепции тектоники плит, в которой основное значение отводится горизонтальным движениям, для рассматриваемого нами масштабного уровня нормальным считается сонахождение структурных форм, образовавшихся в режимах сжатия и растяжения [2, 16]. Взгляды на природу той или иной геодинамической обстановки, естественно, оказываются различными. Определенный вклад в понимание этих процессов сделан и специалистами по геомеханике.

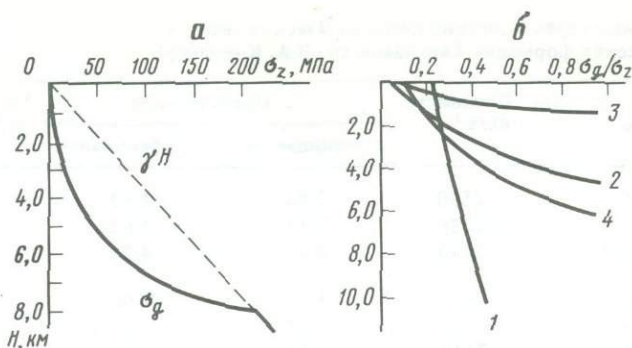
Ю.М. Либерман, анализирувавший напряженное состояние земной коры исходя из скорректированной модели Земли как упруго-напряженно гравитирующего шара, пришел к выводу о том, что напряженное состояние земной коры с большими горизонтальными сжимающими напряжениями является типичным и может быть вызвано только гравитационными силами [3]. При этом вертикальные напряжения в верхнем слое коры в пределах нескольких километров составляют сотые доли гигапаскаля. Соответственно массивы горных пород находятся в условиях неравномерного всестороннего сжатия с отношением горизонтальных и вертикальных напряжений (коэффициентом бокового распора) большим единицы.

Соотношения горизонтальной и вертикальной составляющих полей палеонапряжений могут существенно изменяться в зависимости от интеграции геостатических и тектонических полей напряжений, в свою очередь зависящих от строения геологической среды и фактора глубинности.

П.Н. Кропоткин с соавторами [3] отмечают, что в породах кристаллического основания и в складчатом фундаменте фанерозойских складчатых областей тектонические горизонтальные сжимающие напряжения более значительны, чем геостатическое давление. Указанные авторы отмечают, что для оценки горизонтальных сжимающих напряжений во многих случаях можно пользоваться формулой Н. Хаста

$$\sigma_x + \sigma_y = 0,098H + 18,0 \text{ (МПа)},$$

где σ_x , σ_y — горизонтальные сжимающие напряжения по двум направлениям, H — глубина (в м). В соответствии с формулой в однородной среде



Р и с. 2. Изменение величины σ_g (а) поля напряжений и отношения $\sigma_g:\sigma_z$ (б) с ростом глубины в различных породах (1–4), по Ф.Ф. Горбачевичу [3]

1 — уртиты; 2, 3 — бедная апатитовая руда с полосчатостью: 2 — горизонтальной, 3 — вертикальной; 4 — амфиболитовый гнейс с горизонтальной сланцеватостью; γ — плотность породы, σ_g — горизонтальная компонента

напряжение должно быть равным на глубине 100 м соответственно 28 МПа, на 1 км — 116 МПа и на 10 км — 998 МПа.

В других случаях эта зависимость не сохраняется: горизонтальное напряжение соответствует изменению геостатического давления в трещиноватых породах $P = \gamma H$ или оказывается даже ниже. Ф.Ф. Горбачевич, исследовавший закономерности распределения напряжений в интервале глубин до 10 км на основе данных по Кольскому полуострову, показывает, что возрастание горизонтальных геостатических напряжений происходит нелинейно. Градиент их нарастания увеличивается по мере приближения к интервалу квазигидростатического состояния пород (рис. 2). А этот интервал для различных пород располагается на различной глубине и зависит от состава и текстуры последних. Он расположен тем глубже, чем больше упругость пород. Естественно, что при переслаивании пород с различными свойствами отношение горизонтальной (σ_g) и вертикальной составляющих (σ_z) может сильно изменяться. Несомненно, что этажно-ярусное строение геологической среды рудообразования в большой мере влияет на изменение соотношений горизонтальной и вертикальной составляющих полей напряжений с глубиной. Яркой иллюстрацией таких зависимостей служат данные коллектива исследователей (Р.Б. Вугин и др.) о напряженном состоянии пород по разрезу Печенгского района [3]. Проведенные исследования показывают целесообразность выделения в изучавшемся 10-километровом вертикальном диапазоне трех тектонофизических слоев, отличающихся по напряженному состоянию и виду деформации пород, с границами разделов примерно на 3,5 и 6,8 км. Установлено, что всестороннее давление в верхнем слое, отвечающем печенгской протерозойской толще, ниже геостатического, а во втором превышает геостатическое, что определяет поперечный изгиб первого слоя. В нижнем слое давление близко к геостатическому. Примечательна переориентировка главных осей поля напряжений: в верхнем слое вертикально ориентированной является ось σ_3 , во втором — σ_1 , а в третьем, нижнем — σ_2 . Эти данные получены по разрезу метаморфических пород. Не менее сложно, очевидно, распределяются напряжения по разрезам сферы рудоотложения в складчатых областях, особенно по-

Формация	Плотность, кг/м ³	Пористость, %		Пластичность, кг/см ²
		общая	эффективная	
Карбонатная	2590	2,88	1,83	374
Сланцевая	2720	3,13	1,63	346
Карбонатно-терри- генная	2480	8,87	4,22	308
Эффузивная	2660	3,97	3,06	245
Интрузивная	2780	3,02	2,02	233
Контактово-мета- морфическая	3140	4,22	2,68	180

* Количество изученных образцов ограничено (30).

лищических. В эвгеосинклинальных областях: по петрофизическим свойствам резко различаются образования различных ярусов, слагаемых вулканогенно-осадочными, карбонатными и терригенными породами, в различной степени дислоцированными (см. таблицу).

В целом приведенные данные указывают на то, что неоднородности I порядка в строении сферы рудоотложения предопределяют нелинейный характер изменений напряженного состояния пород с глубиной. Закономерные резкие скачкообразные изменения геодинамической обстановки по разрезу среды в зависимости от ее петрофизической расслоенности, с чем связывается и изменение структурной обстановки. Петрофизическая "расслоенность" среды в общем случае может не совпадать с геологическими подразделениями и быть более дробной или, напротив, более общей. Формирование эндогенных месторождений, локализующихся в квазиоднородных массивах (объемах) горных пород с вертикальными размерами в 0,5–2 км, иногда 4 км и площадью горизонтального сечения в квадратных километры, безусловно зависело от такой расслоенности.

При анализе геодинамических условий гидротермального рудообразования кроме рассмотренных напряжений — геостатических и региональных тектонических — следует учитывать механическую энергию магматических процессов развития магматических источников рудного вещества.

Во многих модельных построениях локальным напряжениям, создаваемым давлением магматических расплавов на вмещающие породы, отводится решающая роль в деформационных преобразованиях земной коры (деформации под воздействием мягкого штампа, по М.В. Гзовскому и др.). Этот процесс имеет большое значение в локализации оруденения и в формировании структуры месторождений.

В.М. Старостиным при анализе условий формирования колчеданно-полиметаллических рудных полей в палеовулканических областях по геодинамической обстановке главных предрудных и рудных этапов выделяются два типа этих полей: 1) областей растяжения и 2) областей сжатия [15]. Рудные поля первого типа подразделяются на формировавшиеся при деформациях: а) поперечного изгиба (рис. 3) и б) горизонтального растяжения при продольно-зональном укорочении. Формирование рудных по-

Проницаемость $\mu \cdot 10^{-5}$, мдарси	Прочность, МПа		Модуль упру- гости, ГПа	Коэффициент Пуассона
	на сжатие	на растяжение		
3,34	154,7	9,6	61,7	0,23
1,0	222,3	9,3	68,5	0,21
2,08	173,3	10,0	53,0	0,18
1,31	215,8	11,8	54,5	0,23
(33,4) *	263,0	13,7	72,5	0,29
0,63	239,9	16,8	81,3	0,19

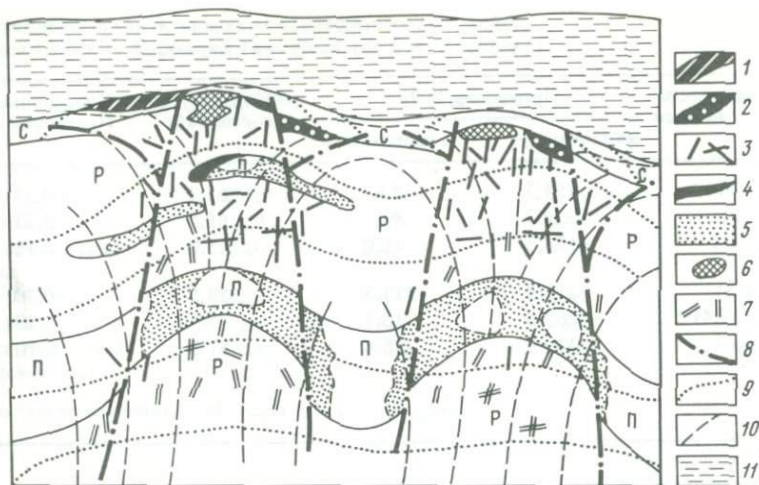
лей второго типа связывается с поперечным и продольным сжатием, с горизонтальным сжатием при продольном удлинении и различными вариантами продольно-зонального сдвига.

Возникновение условий растяжения в рассматриваемом случае связывается с общим формированием вулканогенных антиклиналей, их сводовых частей, где преобладающими направлениями растягивающих усилий являлись поперечные (горизонтальные), а сжимающих — продольные (наклонные). В качестве теоретической модели механизма деформации привлекается модель воздействия плоского (круглого в плане) жесткого штампа на упругое полупространство.

Однако предложенное В.И. Старостиным толкование природы рассмотренных структурных форм воспринимается как неоднозначное. Нельзя однозначно трактовать как развивавшиеся в условиях растяжения и многие рудоносные грабены. Представительным является Бaleyский грабен, хорошо изученный как в геологическом отношении, так и по петрофизическим свойствам пород [13]. Рудоносные кварцевые жилы здесь приурочены к крутопадающим сбросам и к внутри- и межпластовым трещинам.

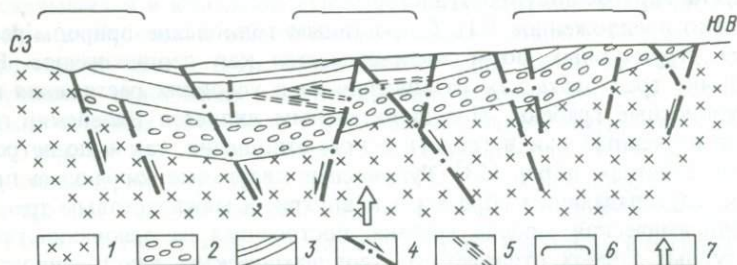
Геодинамическая модель грабена, построенная на основании геолого-структурных данных, отражает его геодинамическую неустойчивость при формировании рудной минерализации (рис. 4). Рудный период охватывает время замыкания грабена, когда отложение песчаников в связи с быстрой эрозией горного обрамления озера сменилось образованием глыбовых пород — фангломератов. Смена условий осадконакопления отражает ослабление растягивающих усилий, вовлечение грабена в общее поднятие, на фоне которого формировался центральный горст. С развитием горста и происходившим синхронно сокращением площади осадочных пород при опускании дна грабена связано формирование пологой складчатости и субгоризонтальных сколов, свидетельствующих об условиях субгоризонтального сжатия. В этой обстановке и происходило заполнение минеральным веществом приоткрывавшихся сбросовых нарушений.

Типичными локальными структурными формами, развивавшимися в обстановке растяжения, считаются кальдеры опускания. Однако рудная минерализация в них обычно проявлялась после становления центральных



Р и с. 3. Схематический разрез месторождения, приуроченного к структуре поперечного изгиба, по В.И. Старостину [15]

1–7 – рудные тела: 1 – полиметаллические вулканогенно-осадочные, 2 – полиметаллические существенно свинцовые, 3 – полиметаллические жильные, 4 – полиметаллические гидротермально-метасоматические, 5 – колчеданно-полиметаллические прожилково-вкрапленные, 6 – полиметаллические в кварц-баритовых куполах, 7 – медноколчеданные жильные, 8 – разломы; 9, 10 – траектории главных нормальных осей напряжений: 9 – максимальных; 10 – минимальных; 11 – морской бассейн; С, Р, П – петрофизические типы разрезов рудовмещающих пород



Р и с. 4. Геодинамическая обстановка формирования оруденения в Балейском гребне

1 – жесткое основание (гранодиориты); 2 – малопластичная толща (конгломераты); 3 – существенно пластичная толща (песчаники, алевролиты, конгломераты); 4 – сбросы; 5 – пологие надвиги; 6 – участки преимущественного развития кварцево-рудной минерализации; 7 – локальное горстовое поднятие

и периферийных нектков, когда динамическая обстановка существенно менялась.

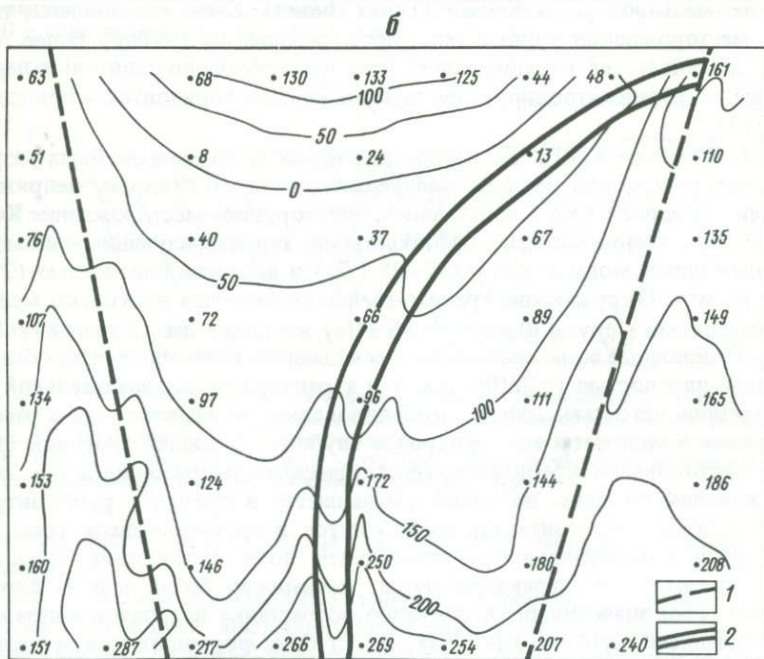
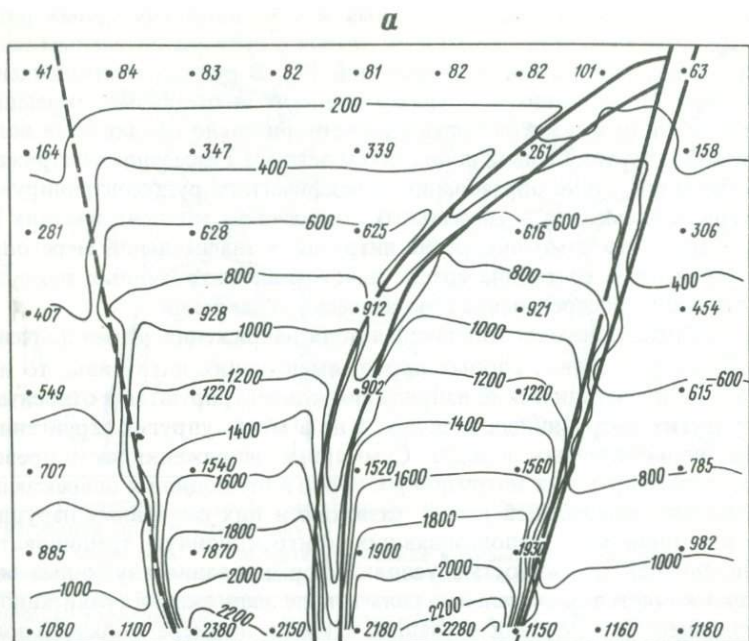
Структурные исследования показывают, что формирование значительной части малоглубинных месторождений происходило в общей обстановке сжатия с дифференцированным проявлением напряжений сжатия и растяжения в пределах локальных рудоносных структурных форм. На распределение напряжений влияли контактовые поверхности, различия в упругости вмещающих пород, воздействия на прилегающие породы жестких блоков фундамента.

Для формирования среднеглубинных и тем более глубинных рудных полей обычной считается обстановка сжатия с субгоризонтальным направлением главных нормальных напряжений [9]. В рудных месторождениях, парагенетически связанных с гранитоидными интрузивами, размещение жильных тел и штоков более удовлетворительно объясняется полями напряжений с вертикальным положением вектора сжимающих напряжений, что выражается и в образовании специфических рудоконтролирующих структурных элементов — радиальных, конических, концентрических [17]. Помимо того, что само внедрение интрузий в значительной мере определяло напряженное состояние среды, нахождение интрузивных тел существенно влияло на распределение геостатического давления.

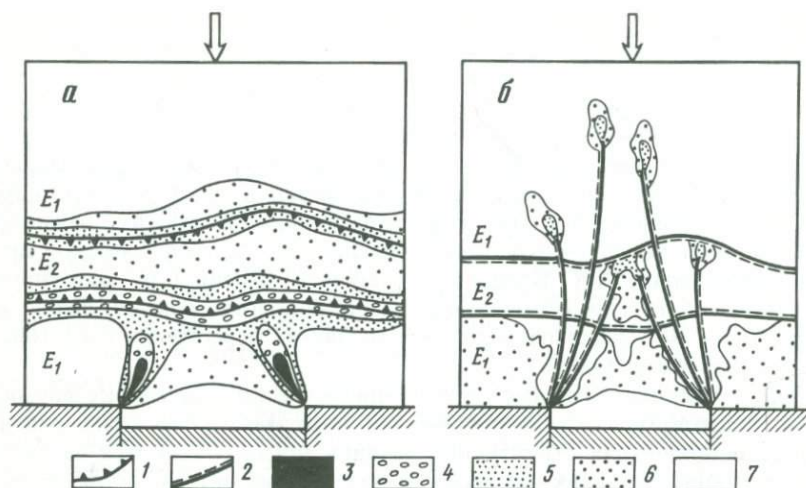
Если гравитационная составляющая поля напряжения может по-разному проявляться в массивах горных пород, вмещающих интрузивы, то и геостатические, и тектонические напряжения концентрируются в относительно более упругих интрузивных породах, а не в менее упругих терригенных и вулканогенно-осадочных породах. Суммарные напряжения часто превосходили пределы упругости интрузивных пород и приводили к опережающему (относительно вмещающей рамы) развитию в них разрывных нарушений, в той или иной мере использовавших контракционную трещиноватость.

Существенной особенностью условий формирования глубинных месторождений является значительная роль в поле напряжений гравитационной составляющей. Эти условия изучались нами на примере жильного золоторудного месторождения Колар (Южная Индия). Было установлено, что на этом месторождении рудные тела, прослеженные на глубину более 3 км, формировались на верхних горизонтах при взбросово-сдвиговых перемещениях по рудоконтролирующей зоне, на нижних горизонтах — при сдвиговых [14].

Л.Л. Панасьян в МГУ по предоставленным нами данным была разработана математическая модель распределения геостатических напряжений в зеленокаменном трюге, вмещающем золоторудное месторождение Колар. Это месторождение сложно амфиболитами, характеризующимися высокими значениями модуля Юнга (85–95 ГПа) и высокой плотностью (2900–3000 кг/м³). Окружающие гранито-гнейсы отличаются несколько меньшими значениями модуля Юнга (75–85 ГПа), но также имеют высокую плотность. Рудоносные зоны скалывания, вмещающие кварцевые тела, обладают меньшей плотностью (~2600 кг/м³) и характеризуются значительной мелкой трещиноватостью. Данные моделирования показывают, что в рассматриваемом 5-километровом интервале глубин в пределах трюговой структуры вертикальная компонента геостатического напряжения выше, чем в окружающих породах, но резко уменьшается в пределах рудоконтролирующей зоны и на контактах амфиболитов и гранито-гнейсов (рис. 5,а). Изменения горизонтальной составляющей поля напряжений (рис. 5,б) более сложные, но характеризуются меньшими более чем на порядок абсолютными значениями. Характерно возрастание перепадов напряжений с увеличением глубины. Учитывая, что глубина формирования оруденения в Коларском рудном поле составляла около 5–6 км, можно предполагать, что гидротермальный процесс проявлялся в условиях резко неоднородного распределения напряжений в рудовмещающем блоке. Показательно возрастание горизонтальных напряжений перед контактными поверхностями



Р и с. 5. Модель распределения геостатических напряжений в троговой впадине
 а, б — распределение составляющих гравитационных напряжений (в кг/см²) при
 вертикальном диапазоне 5 км: а — вертикальной, б — горизонтальной
 1 — границы сложенного амфиболитами трога с окружающими гранито-гнейсами;
 2 — рудоносная зона скалывания—смятия



Р и с. 6. Распределение напряжений в идеализированной модели вертикального разреза месторождения

а — до образования секущих разломов, *б* — после образования секущих разломов, по А.К. Басанину (1985 г.)

1 — контакты сред с различными модулями упругости ($E_1 > E_2$); 2 — нарушения сплошности; 3–6 — величины максимальных касательных напряжений в порядке убывания; 7 — разгруженные области

и рудоконтролирующей зоной скалывания, особенно на участке ее пологого залегания.

Сходные результаты были получены при моделировании на ЭВМ распределения геостатических напряжений на Талнахском месторождении в интервале глубин до 2 км. Моделированием, проведенным О.Л. Кузнецовым и др. [3], установлено дифференцированное нарастание вертикальной компоненты напряжений с глубиной — с возникновением высоконапряженных участков в долеритах и габбро (с градиентом нарастания напряжений 1,5 МПа на 100 м при среднем 0,3 МПа) и относительно слабонапряженных (разгруженных) — в туффитах, песчаниках (с градиентом 0,2 МПа). Установлено резкое снижение напряжений в зонах разломов и, напротив, возрастание напряжений перед разломами (горизонтальных напряжений в 2 раза по сравнению с фоновыми). Важным представляется факт резкого нарастания горизонтальных напряжений в верхних частях месторождения. При учете тектонических сил в 12 МПа установлено, что на глубине 500 м горизонтальные напряжения превышают вертикальные. Приведенные данные моделирования подтверждают закономерность проявления при условии квазиоднородного строения среды структурной зональности с глубиной, более отчетливой на уровне малых глубин и менее ярко выраженной на средних и больших глубинах. Степень неоднородности, определяемая элементами неоднородности II, в меньшей степени III порядка, существенно влияет на перераспределение напряжений вплоть до аazonального развития структуры. При обычном зональном строении жильных малоглубинных месторождений неоднородность разреза в одних случаях подчеркивает зональность, в других — подавляет ее. На одном из месторождений Кураминской рудной области, локализованном в кислых вулканитах, с глу-

биной четко прослеживается смена штокверкового полиметаллического оруденения жильным, что отчасти объясняется интенсивным развитием трещиноватости в горизонтах высокопористых, относительно менее прочных туфолов липаритов в верхах разреза при общей относительной близости пород по упругим и прочностным свойствам.

На другом из месторождений той же области в разрезе переслаиваются туфы и андезиты. Эти породы заметно различаются по упругости, что предопределило развитие не только крутопадающих, но и пологих "межпластовых" нарушений. Оптическое моделирование такой петрофизической ситуации, выполненное А.К. Басаниным (устное сообщение) на фотоупругих материалах, показало закономерное развитие пологих срывов, являющихся рудоносными, главным образом в местах их пересечения с крутопадающими разломами (рис. 6).

В целом накопленные данные по геодинамической обстановке формирования гидротермальных месторождений показывают, что благоприятные для рудообразования структурные условия могли создаваться на различных глубинных уровнях, по всему вертикальному интервалу сферы рудоотложения до глубин в 10 км, а возможно, и более. Неоднородное строение сферы, очевидно, являлось важным фактором локализации оруденения и ограничения вертикального диапазона его распространения на определенных глубинных уровнях.

Геодинамическая обстановка в пределах сферы рудоотложения изменяется с глубиной по мере изменения соотношений вертикальных и горизонтальных составляющих вне зависимости от геотектонического режима развития рудоносных областей. Значительность таких изменений при смене образований различных структурных этажей и ярусов, а иногда и в их пределах предопределяет ограниченность вертикального диапазона распространения оруденения. Обычно этот диапазон составляет сотни метров, реже достигает 1–1,5 км и лишь в однородных породах, при развитии протяженных тектонических нарушений, — 3–4 км.

ФИЛЬТРАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ И МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ РУДНЫХ ТЕЛ

Активное проявление гидротермальных процессов в различной по составу и строению геологической среде, в различной геодинамической обстановке само по себе свидетельствует о значительной растворопроводящей способности среды. Вместе с тем несомненно, что эта способность геологической среды изменяется в широких пределах, в том числе в зависимости от глубины. Эффективная пористость пород в рассматриваемом 10-километровом интервале закономерно уменьшается от 10–20 до примерно 0,1%. Существенно уменьшается с глубиной также и трещиноватость пород, особенно количество открытых трещин [1, 8].

Как отмечалось выше, нами не ставится задача специального рассмотрения гидродинамических условий рудообразования. Они рассмотрены в работах А.А. Пэка [5] и других авторов. Здесь мы касаемся главным образом структурно-петрофизической стороны проблемы — роли пород и структурных элементов как проводников флюидов, растворов.

Приведенные выше данные показывают, что в пределах вертикального

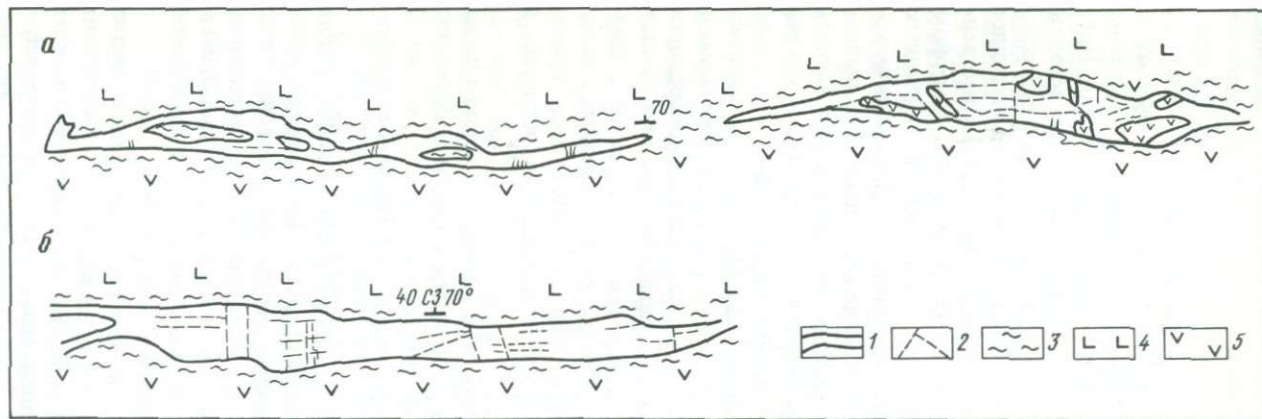
интервала гидротермального рудообразования возможно существование локальных условий растяжения. С глубиной их относительное значение уменьшается в связи с возрастающей гравитационной составляющей поля напряжений. Существование растягивающих напряжений не влечет за собой обязательное образование открытых трещин или разрывов, хотя обратная зависимость безусловна: все открытые тектонические трещины и разрывы формируются под воздействием напряжений растяжения. Природа возникновения последних в основном тектоническая, хотя в верхней части земной коры в условиях расчлененного рельефа определяющую роль могут играть также и гравитационные силы. Жилы, прожилки выполнения устанавливаются на различных глубинных уровнях при преимущественном развитии их в верхних частях сферы рудоотложения и закономерном уменьшении с глубиной. На среднеглубинных и тем более на глубинных месторождениях более определенно выражены признаки метасоматического образования рудных жил. Относительную значимость процессов выполнения и метасоматоза в формировании рудных жил достоверно оценить трудно, особенно из-за интенсивного проявления в глубинных условиях явлений перекристаллизации ранних минеральных образований.

Образование трещинных полостей обычно связывается с тектоническими перемещениями по зоне разлома, сопровождающимся приоткрыванием определенных интервалов последней за счет искривлений поверхности разрыва. Реальность проявлений подобного механизма подтверждается геологическими данными. Однако для объяснения формирования выдержанных протяженных жильных тел выполнения такой механизм оказывается малоприемлемым, хотя по текстурам руд такие жилы часто приходится относить к образованным в результате выполнения полостей, а не замещения пород.

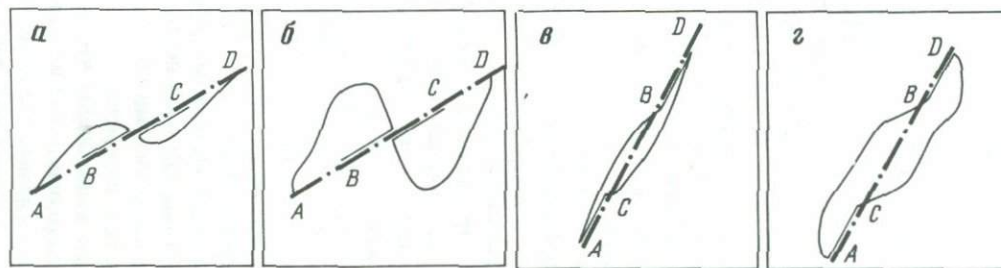
Подобные жилы представлены, в частности, в Балейском рудном поле: они залегают среди песчаников и контролируются сбросами. Детальное изучение условий залегания некоторых из этих жил показывает, что жилы сформировались после тектонических перемещений по механизму раздвигания и гидроразрыва.

Реализация механизма раздвигания происходит при хрупких деформациях значительных объемов пород, что свойственно верхним частям сферы рудообразования. Раздвигание стенок разрывных нарушений и трещин здесь вызывается перемещением блоков пород, их наклоном. Характерно, что жилы выполнения часто ассоциируют с неминерализованными притертыми тектоническими нарушениями, перемещениями по которым компенсировалось изменение объемов горных массивов при раздвиге.

Квазиупругое состояние массивов горных пород в глубинных частях сферы рудообразования предопределяет иные механизмы формирования открытых полостей. В этой ситуации возникновение полостей могло компенсироваться мелкоблоковыми перемещениями и отчасти дифференцированным уплотнением пород без существенных изменений объема деформируемого массива вмещающих пород. Наиболее реальным представляется механизм одностороннего сжатия "элементарного" массива, в котором разрыв является внутренним, не соединяющимся с более крупными разломами, по которым возможно перемещение частей массива в целом. Так, формирование линзообразных рудных тел, прежде всего кварцевых, подоб-



Р и с. 7. Линзообразные кварц-золоторудные тела в зонах рассланцевания
а – кулисообразно расположенные линзы; *б* – обособленная линза
 1 – кварц; 2 – трещины; 3 – зона рассланцевания; 4 – габбро-диабазы; 5 – метабазальты



Р и с. 8. Размещение участков растяжения вблизи разрывных нарушений, по Ю.М. Либерману [3]
 λ – коэффициент бокового распора; α – углы падения разлома. *а*: $\lambda \approx 2$; $\alpha \approx 30^\circ$; *б*: $\lambda = 10$; $\alpha \approx 30^\circ$; *в*: $\lambda = 2$, $\alpha = 60^\circ$; *з*: $\lambda = 10$, $\alpha = 60^\circ$; *AB* – растянутый участок висячего бока нарушения, *CD* – то же лежащего бока нарушения

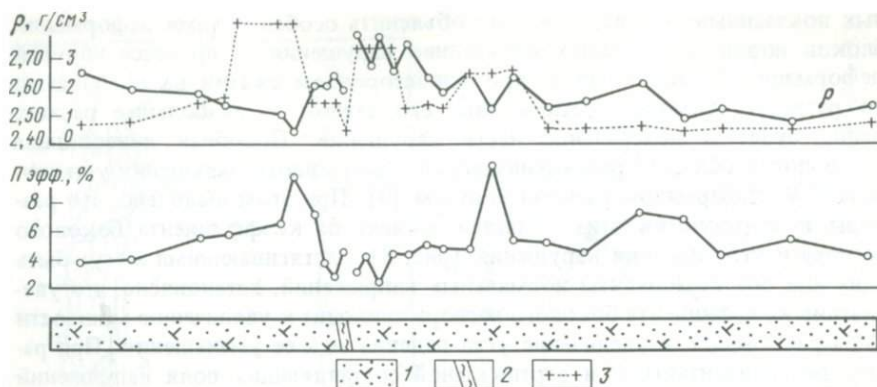
ных показанным на рис. 7, можно объяснить особенностями деформации блоков пород, содержащих внутренние нарушения. В процессе упругой деформации блока в целом при одностороннем сжатии вдоль плоскости разрыва возможно расхождение его стенок — наибольшее расхождение будет в центральной части нарушения. Подобная линзовидная морфология областей растяжения вблизи разрывного нарушения установлена Ю.М. Либерманом расчетным путем [3]. При этом выявлено, что размеры и морфология этих областей зависят от коэффициента бокового распора и угла падения нарушения (рис. 8). Растягивающими могут быть одна или обе компоненты нормальных напряжений. Установлено, что увеличение коэффициента бокового распора приводит к увеличению мощности зоны растяжения, а увеличение угла падения — к ее уменьшению. При равенстве горизонтальной и вертикальной составляющих поля напряжений зоны растяжения около разрыва не возникает.

Установленные зависимости могут быть использованы при расшифровке закономерностей размещения рудных тел в разных масштабах: не только для объяснения условий возникновения отдельных линзообразных тел, но и для строения жильных зон. Кулисообразное строение таких зон, нахождение в них линзовидных, а также блоковых раздувов — явление обычное. Допущения же о неравномерном приоткрывании рудовмещающих зон при их перемещении за счет волнистости разрыва редко бывают обоснованными. Частным подтверждением реальности формирования полостей при деформации квазиупругой среды является обычное нахождение трещин, пересекающих жильное тело и не удаляющихся от него более чем на десятки сантиметров, редко до 1–2 м. Их образование удовлетворительно объясняется сорудной деформацией пород в зонах, прилегающих к разрыву, а также механическим воздействием кристаллизующейся минеральной массы.

Роль самих растворов в выборе путей миграции пока еще полностью не выяснена. В теоретических построениях А.А. Пэка по гидродинамическим условиям гидротермального рудообразования предложены две основные модели; модель растворопроводящего разлома, способного дренировать флюиды из фронтального глубинного потока, и модель фронта растворов, поступавших из локального источника. На структуру потока влияют изменения проницаемости пород, условия их залегания, предопределяя стягивание или, напротив, растекание растворов [5].

В указанных модельных построениях проницаемость среды принимается близкой к проницаемости пород при многократной повышенной проницаемости зон разломов. При моделировании естественную трещинную проницаемость пока приходится исключать из-за отсутствия методов ее надежной оценки. Малопригодным является и опыт геологов-нефтяников, показавших, какую значительную роль играют трещины в коллекторских свойствах среды [1]. При качественной оценке фильтрационных способностей геологической среды ее приходится оценивать как трещинно-поровую.

Первостепенное значение разрывных нарушений как каналов миграции растворов, по-видимому, переоценивается. Выше было показано, что их приоткрывание могло быть существенным главным образом на уровне малых глубин. С глубиной возможности существования тектонических



Р и с. 9. Изменение плотности (ρ) и эффективной пористости ($\Pi_{\text{эф}}$) туфов липаритов в кваршлагге, по Л.И. Звягинцеву (1985 г.)

1 — туфы; 2 — зона разлома; 3 — содержание металла в условных единицах

полостей уменьшаются. К тому же как рудоконтролирующие обычно выступают неминерализованные зоны разломов, выполненные глиной трения, милонитами, а на больших глубинах — blastsмилонитами (катаклазитами) [14], проницаемость которых весьма ограничена; т.е. можно предполагать, что миграция растворов осуществлялась главным образом по зонам с повышенной трещинно-поровой проницаемостью. Такие зоны создавались чаще всего вблизи разрывных нарушений, соответствуя зонам приразломных деформаций. Показательны в этом отношении данные, полученные Л.И. Звягинцевым, по изменению петрофизических свойств вулканических пород на одном из месторождений Средней Азии (рис. 9). Зона рудоконтролирующего разлома выделяется здесь по различным параметрам, в том числе по повышенной пористости пород в ее альбандах, при явном ее возрастании в висячем боку разлома на небольшом удалении от него.

Трещинно-поровую природу имеют каналы миграции растворов в интрузивных штоках, в складчатых толщах, хотя наличие в последних пластов пород с высокой проницаемостью может существенно влиять на пути миграции растворов. Рассматривая же, например, явления стягивания растворов к замкам антиклиналей, нельзя не напомнить о повышенной трещиноватости пород в этих участках, которая должна усиливать этот процесс.

Важнейшая роль трещин в миграции рудоносных растворов отражается в установленной Е.П. Малиновским зависимости локализации рудных тел от положения деформационной оси B плана деформации рудного периода — совпадении данной оси с областью максимальных деформаций.

Возможности раскрытия трещин под влиянием сосредоточенного потока по механизму, близкому к "расклинивающему" эффекту при внедрении даек [10], очевидно, невелики. Потоки растворов зарождались в рассеянном состоянии как межзерновые и лишь в исключительных случаях могли проявляться как сплошные — в эксплозивных аппаратах, в карстовых полостях и им подобных образованиях. Более реальным представляется механизм выщелачивания пород вдоль трещинных проводников как предвещающий свободное истечение растворов по трещинам и зонам разрывных



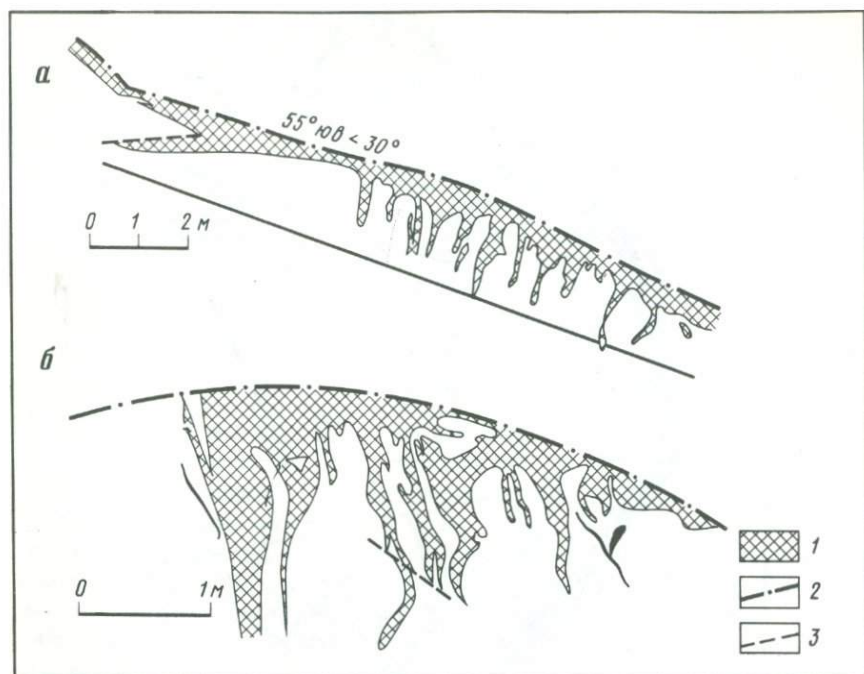
Р и с. 10. Зависимость морфологии жильной зоны от трещиноватости; развертка стенок и кровли выработки

1 — кварцевые прожилки; 2 — серицит-кварцевые агрегаты; 3 — кварц массивной и полосчатой текстур; 4 — гранодиорит; 5 — трещины; 6 — разрывные нарушения

нарушений. То, что этот процесс недооценивается, можно проиллюстрировать следующим примером.

На рис. 10 приведена зарисовка стенок и кровли выработки, пересекающей жилу кварц-карбонатного состава среди гранодиоритов. На большей части протяжения жилы в ней наблюдаются массивная, друзовидная или полосчатая текстуры с явными признаками образования путем выполнения. Однако в описываемом сечении отчетливо видно, что здесь не существовало тектонической полости. В рудоконтролирующей зоне наблюдаются участки замещения гранодиорита кварц-серицитовым агрегатом, прожилки кварца, вытянутые вдоль основного тектонического шва и поперечные по отношению к нему, создающие штокверкоподобные участки. В последних местах отмечаются и друзовые полости. Подобные наблюдения дают основание для выводов о сложной миграции растворов по трещинным каналам и поровым пространствам, а также о явлениях выщелачивания пород в процессе их миграции.

Остаточные пустоты в рудоносных зонах не редкость. Они наблюдались автором на разных месторождениях, в частности среди рудовмещающих вулканитов. Размеры пустот колеблются от первых кубических сантиметров до нескольких кубических метров. Стенки полостей часто инкрустированы карбонатом, кварцем, сульфидами.



Р и с. 11. Экранирование золото-сульфидно-кварцевого тела трещинами скалывания; зарисовки стенки выработки в разных масштабах

1 — сульфидно-кварцевые тела; 2 — тектонические швы; 3 — трещины

Вместе с тем приведенный рисунок показывает, насколько различна роль трещин при миграции растворов. Одни трещины служили проводниками растворов, другие — их экранами. Экранирующее влияние трещин для потока растворов иногда проявляется в образовании ими нормальных "стволовых" жил, лишь на отдельных участках, имеющих сложное строение (рис. 11). Морфология жилы на данном участке свидетельствует о поступлении растворов не по разрыву, а по мелким трещинам в породе, ориентированным перпендикулярно рудоконтролирующему нарушению.

В целом фильтрационную способность среды рудообразования можно оценить как значительную, существенно превышающую проницаемость пород, измеряемую в лабораторных условиях по образцам пород. Вместе с тем ясно, что эта способность изменяется с глубиной. По-видимому, на глубоких горизонтах сферы рудообразования миграция растворов была преимущественно трещинно-поровой; с приближением к поверхности возрастала роль трещинной миграции вплоть до формирования сосредоточенных потоков в зонах разломов. Эти изменения фильтрационных свойств среды с глубиной увязываются с изменениями геодинамической обстановки, рассматривавшимися нами выше.

Общий анализ состояния исследований структурно-петрофизических условий гидротермального рудообразования показывает, что данная проблема находится только на начальном этапе разработки.

Многообразие структурно-петрофизических факторов локализации гидротермальных месторождений и формирования руд: петрофизической неоднородности геологической среды, напряженного состояния пород, фильтрационной способности среды, изменяющихся с глубиной, предопределяет необходимость углубления исследований как каждого из них, так и их совокупности.

Имеющиеся данные показывают, что структурно-петрофизические особенности геологической среды на различных глубинных уровнях закономерно увязываются с локализацией оруденения в пределах определенных толщ и горизонтов, в надинтрузивных зонах и в пределах интрузивных тел.

Вместе с тем следует признать, что ведущими факторами локализации месторождений являлись, очевидно, геологические условия зарождения потоков растворов с различной степенью физико-химической и динамической активности, деформационное воздействие на геологическую среду рудогенерирующих магматических камер, изменяющих поля напряжений геостатической и региональной тектонической природы.

Формирование месторождений происходило преимущественно в условиях напряженного состояния среды — сжатия локальных рудоносных структурных форм, в пределах которых на различных глубинных уровнях существовали и зоны растяжения, наиболее благоприятные для миграции рудоносных растворов. Развитие тектонических полостей в пределах сферы рудотолжения закономерно уменьшается с глубиной, как уменьшается и их значение в локализации оруденения.

При общем уменьшении фильтрационной способности среды рудообразования с глубиной ее трещинно-поровая проницаемость оказывается достаточной для формирования гидротермальных руд и на больших глубинах — до 10 км.

ЛИТЕРАТУРА

1. Багринцева Н.И. Трещиноватость осадочных пород. М.: Недра, 1982. 237 с.
2. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 260 с.
3. Взаимосвязь геолого-тектонического строения, свойств, структурных особенностей пород и проявлений избыточной напряженности. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1985. 151 с.
4. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 534 с.
5. Геологическая среда и структурные условия гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1982. 220 с.
6. Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений. М.: Наука, 1983. 235 с.
7. Звягинцев Л.И. Деформация горных пород и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1978. 172 с.
8. Невский В.А. Трещинная тектоника рудных полей и месторождений. М.: Недра, 1979. 210 с.
9. Особенности структур гидротермальных рудных месторождений, расположенных в различных структурных этажах и ярусах. М.: Наука, 1968. 284 с.
10. Пэк А.А. Об интрузивной способности магматических расплавов при дайкообразовании // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968, № 7. С. 3—14.
11. Рац М.В. Неоднородность горных пород и их физические свойства. М.: Наука, 1968. 107 с.
12. Ржевский В.В., Новик Г.Я. Основы физики горных пород. М.: Недра, 1978. 387 с.
13. Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1973. 233 с.

14. Рудоносные структуры докембрия. М.: Наука, 1982. 203 с.
15. Старостин В.И. Структурно-петрофизический анализ эндогенных рудных полей. М.: Недра, 1978. 239 с.
16. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. М.: Мир, 1985. 727 с.
17. Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза. Новосибирск: Наука, 1979. 228 с.
18. Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1974. 221 с.

УДК 553.21; 553.3:549

Н.С. БОРТНИКОВ, А.Д. ГЕНКИН, В.А. КОВАЛЕНКЕР

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ УСЛОВИЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Для суждения о физико-химических параметрах рудоотложения (температуре, давлении, Eh, pH) используются в основном данные термобарогеохимических исследований газовой-жидких включений и фракционирования стабильных изотопов в минералах. Анализ минеральных ассоциаций для оценки этих параметров применяется в меньшей мере. Однако изучение химического состава минералов, особенно минералов переменного состава, минеральных парагенезисов руд, установление стадийности рудоотложения могут дать интересную информацию об окислительно-восстановительной обстановке, режиме кислорода и серы, составе рудообразующих растворов и температуре рудообразования. Даже точное установление минеральных ассоциаций: выявление отсутствия или присутствия определенных минералов позволяет оценить граничные условия рудоотложения. Для характеристики эволюции раствора во времени и пространстве полезным оказывается изучение вариаций состава рудных минералов разных генераций, изменений парагенезисов.

Основным источником информации об устойчивости тех или иных минералов и минеральных ассоциаций в зависимости от физико-химических параметров — температуры, окислительно-восстановительных условий, кислотности-щелочности растворов, фугитивностей (или активностей) кислорода и серы — служат экспериментальные или термодинамические исследования минеральных равновесий. Но применение результатов этих исследований к расшифровке процессов гидротермального минералообразования пока не оправдало тех больших надежд, которые возлагались на указанные исследования в 60–70-е годы. Это обусловлено целым рядом причин: 1) в процессе охлаждения (или метаморфизма) руды нередко приходят к новому равновесному состоянию, 2) некоторые из сульфидов не сохраняют при охлаждении свой состав, 3) часто фазовые соотношения, наблюдаемые в лабораторных условиях, не соответствуют минеральным ассоциациям, развитым в природе [2, 6, 7].

В связи с этим многообещающими представляются исследования, направленные на выявление минералов и минеральных ассоциаций, которые можно было бы использовать для расшифровки условий рудо-

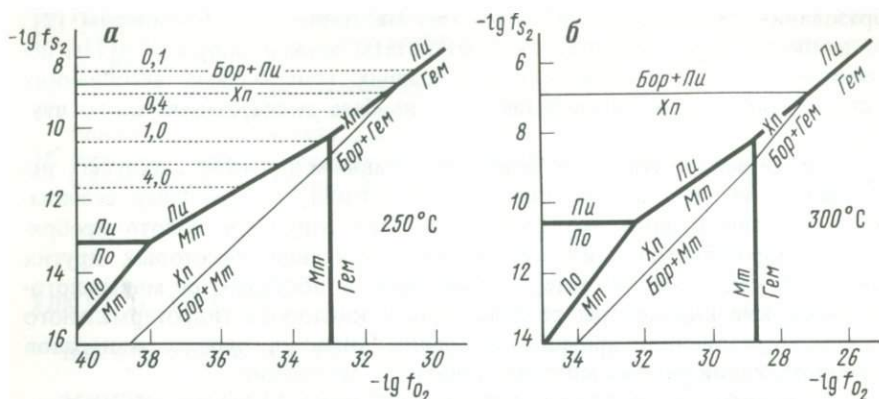
образования. Можно согласиться с П.Б. Бартоном и Б. Скиннером [2], что наиболее удовлетворительные результаты можно получить путем пересмотра наших представлений о сложных минеральных ассоциациях и структурах руд и интерпретации их на базе экспериментального изучения.

В предлагаемой статье на основании главным образом детальных исследований текстурно-структурных соотношений, минеральных ассоциаций и состава рудных минералов ряда золоторудных, золото-серебряных, серебро-полиметаллических и месторождений некоторых других типов, а также с учетом литературных данных обсуждаются минералогическо-геохимические индикаторы режима серы и кислорода гидротермального минералообразования, причины эволюции химизма рудных минералов и преобразования рудных минералов после их отложения.

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ КАК ПОКАЗАТЕЛИ РЕЖИМА СЕРЫ И КИСЛОРОДА

Многие рудогенные элементы образуют соединения с серой или кислородом в разных соотношениях металл—сера и металл—кислород. Они также могут существовать в самородной форме, в виде интерметаллидов, входить в состав сульфидов или более сложных соединений — сульфосолей. В связи с этим отложение тех или иных минералов из гидротермальных растворов главным образом определяется соотношением активностей кислорода и серы в гидротермальных растворах. Следовательно, изучение минеральных парагенезисов с этой точки зрения позволяет охарактеризовать режим серы и кислорода в процессе минералообразования [3]. А.Г. Бетехтиным [4] впервые обращено внимание на необходимость учитывать влияние активностей серы и кислорода на парагенетические соотношения минералов в рудах. Интенсивное развитие экспериментальных и термодинамических исследований устойчивости минералов открыло широкие возможности для количественной оценки этих параметров. Рассмотрение равновесий между окислами и сульфидами, самородными металлами и сульфидами оказалось полезным при определении активностей кислорода и серы при рудоотложении.

Наиболее наглядным примером решения этой задачи представляется анализ минеральных равновесий в системе Cu—Fe—S—O . С одной стороны, минералы, входящие в нее (гематит, магнетит, пирит, пирротин, халькопирит и борнит), пользуются широким распространением в гидротермальных рудах, с другой стороны, эта система хорошо исследована. Важное значение рассмотрения минеральных парагенезисов сульфидов — окислов железа и меди для расшифровки условий минералообразования убедительно продемонстрировали П. Бартон с соавторами [15] при реконструкции химизма раствора, отлагавшего рудные жилы в Крид Майнинг Дистрикт, Колорадо, США. Наиболее распространенными минералами, слагающими рудные жилы этого месторождения, являются кварц, хлорит, халькопирит, пирит, гематит, кристаллизовавшиеся практически одновременно. Другие сульфиды и окислы из системы Cu—Fe—S—O — пирротин, борнит и магнетит отсутствуют. Это позволило П. Бартону с соавторами прийти к выводу, что режим кислорода и серы в процессе рудоот-



Р и с. 1. Минеральные равновесия в системе Cu-Fe-S-O в зависимости от фугтивности серы и кислорода при различных температурах; термодинамические данные взяты из работ Л.Бартон и Б. Скиннера (1982 г.), Г. Хелгесона (1968 г.) и Х. Омото (1972 г.) и приняты следующие сокращения: Бор – борнит, Гем – гематит, Мт – магнетит, Пи – пирит, По – пирротин, Хп – халькопирит; равновесия минералов железа показаны жирными линиями, а минералов меди и железа – тонкими, железистость сфалерита – точечными

ложения соответствовал буферной ассоциации пирит + хлорит и гематит и величина активности кислорода и серы была близка к инвариантной точке. Он показал, что при температуре 250 °С, при которой в соответствии с данными изучения газовой-жидких включений происходило отложение руд, a_{S_2} и a_{O_2} равны соответственно 10^{-11} и $10^{34,2}$.

Минеральные равновесия с участием сульфидов и окислов железа и меди нами были использованы для оценки режима серы и кислорода при формировании ранней кварц-гематитовой стадии некоторых серебро-полиметаллических месторождений. Главными минералами этой стадии являются гематит, пирит и халькопирит. Отсутствие следов дробления, пересечения, перекристаллизации и замещения одного минерала другим позволило объединить их в одну парагенетическую ассоциацию [7]. Поля устойчивости минералов и минеральных парагенезисов в зависимости от активностей серы и кислорода показаны на рис. 1. Диаграммы построены для температур 250 и 300 °С, при которых в соответствии с данными изучения газовой-жидких включений (Файзиев, 1985 г.) происходило отложение минералов этого парагенезиса. Отсутствие среди образований этой стадии борнита позволяет считать, что активность серы в растворах не могла быть больше величин, соответствующих равновесной ассоциации борнит + пирит + халькопирит. Минимальные значения активности серы ограничиваются величинами, соответствующими моновариантному равновесию халькопирит–борнит + гематит, так как последняя ассоциация не обнаружена среди продуктов ранней стадии. Наконец, минимальная активность кислорода не превышала величин, ограниченных реакцией $2Fe_3O_4$ (магнетит) + $0,5O_2 \rightarrow 3Fe_2O_3$ (гематит), так как магнетит также не был установлен в рудах. Существование трех минералов – халькопирита, пирита и гематита возможно только в интервалах активностей кислорода и серы, отмеченных на рис. 1 как А и Б, т.е. от инвариантной точки пирит + магнетит + гематит до пересечения линии моно-

вариантной реакции $3\text{FeS}_2 + 2\text{O}_2 = \text{Fe}_3\text{O}_4 + 3\text{S}_2$ с линией моновариантной реакции халькопирит–борнит + пирит + S_2 . Однако в кварц-гематит-халькопиритовых рудах встречаются участки, где обнаруживаются только два из трех минералов: гематит + халькопирит, или халькопирит + пирит, или пирит + гематит. По нашему мнению, это указывает на отклонение величин активностей серы и кислорода от активностей этих компонентов в равновесии с моновариантной ассоциацией пирит + гематит.

В понимании физико-химических условий рудообразования существенную помощь может оказать знание содержания железа в сфалерите, сосуществующем с пиритом. Использование состава сфалерита базируется на экспериментальных данных П. Бартона и П. Тулмина (1968 г.), определивших летучесть серы в равновесии с сосуществующими сульфидами железа и цинка. В качестве примера вычисления летучести серы по железистости сфалерита, содержащего 2 мол.% FeS, можно привести работу П. Бартона и Б. Скиннера [2], откуда следует, что фугитивность серы при формировании стратиформных месторождений долины р. Миссисипи составила $10^{-18,9}$ бар (температура образования месторождений равна примерно 100°C). П. Бартон с соавторами [15] учитывали содержание железа в сфалерите при определении химического состава рудообразующего флюида при расшифровке условий формирования жилы ОН в Крид Майнинг Дистрикт. Количество FeS в сульфиде цинка соответствует 1–2 мол.%. При температуре 250°C , наиболее вероятной температуре минералообразования, активность серы составляла 10^{11} , что хорошо согласуется с величиной, вычисленной для этих же руд по устойчивости сульфидов и окислов меди и железа. Необычайно высокую фугитивность серы — $10^{-2,45}$ бар при 575°C для докембрийского полиметаллического месторождения Раджпура-Дариба, Раджастан, Индия, вычислили М. Деб и П. Батачария [17]. Однако использование в этом случае железистости сфалерита для реконструкции условий образования месторождений представляется не вполне корректным. Во-первых, структуры сростаний минералов в рудах скорее свидетельствуют о неравновесной кристаллизации ассоциации пирит + гексагональный пирротин (личное сообщение А. Мукерджи Н.С. Бортникову в 1981 г.), во-вторых, сфалерит содержит также значительные количества марганца (до 8,3 мол.% MnS). Мы использовали железистость сфалерита, сосуществующего с пиритом, при определении активности серы в растворах, отлагавших руды галенит-сфалеритовой стадии некоторых серебро-полиметаллических месторождений. Согласно результатам рентгеноспектрального микроанализа концентрация FeS в сфалерите составила 1–2 мол.%. Исходя из того, что температура формирования этих руд по данным гомогенизации газовой-жидких включений $200\text{--}250^\circ\text{C}$ (Губанов и др., 1985 г.), летучесть серы при 250°C оценивается как 10^{-9} бар (см. рис. 1).

Приведенные примеры, на наш взгляд, свидетельствуют о возможности успешного использования данных экспериментального изучения устойчивости минералов и парагенетического анализа руд для реконструкции режима серы и кислорода при гидротермальном минералообразовании. Наибольшую информативность они приобретают в сочетании с результатами изучения газовой-жидких включений.

Рассмотренные выше ассоциации минералов в системах Cu–Fe–S–O

и Zn-Fe-S пользуются широким распространением в рудах, они нередко слагают значительные массы в рудных телах, и реакции с их участием могут служить эффективными буферами активностей серы и кислорода, т.е. именно указанные ассоциации будут определять эти параметры при формировании руд.

Значительный интерес представляет определение граничных параметров гидротермального процесса. Информацию о них можно получить при изучении сравнительно редких или даже уникальных руд. Особое место в решении этой задачи занимают данные об условиях образования интерметаллидов и самородных металлов. В качестве примера оценки граничных величин при формировании гидротермальных руд рассмотрим месторождения самородной сурьмы района Сейняйоки, Финляндия.

Согласно исследованиям Ю.С. Бородаева с соавторами [5], в составе руд выделяются две минеральные ассоциации: кварцево-сурьмяная, в которой главными минералами являются самородная сурьма, арсенопирит и леллингит, и сурьмяно-сульфидная, в состав которой входит пирротин, гудмундит, бертьерит, антимонит. Характерной особенностью уникальных месторождений самородной сурьмы этого района является широкое развитие в них самородных металлов, интерметаллических соединений и минералов с низкой концентрацией серы. Максимальная температура формирования ранней ассоциации оценена как $380\text{--}400^\circ\text{C}$. Образование минералов второй ассоциации происходило ниже 280°C . Используя результаты изучения систем Fe-Sb-S , Fe-As-S , было показано, что при максимально возможной температуре формирования руд Сейняйоки фугитивность серы изменяется от 10^{-17} бар (нижний предел устойчивости сейняйокита) до 10^{-15} бар (верхний предел устойчивости вестервельдита). Нижний предел фугитивности серы при образовании сульфидно-сурьмяной ассоциации ограничен областью устойчивости гудмундита, т.е. при 280°C фугитивность должна быть не ниже 10^{-20} бар. При той же температуре максимальную фугитивность серы можно оценить по устойчивости ассоциации леллингита, арсенопирита и пирротина — 10^{-15} бар. Таким образом, область возможных величин фугитивности серы при образовании сурьмяных руд Сейняйоки изменяется от 10^{-17} до 10^{-15} бар при 400°C и от 10^{-15} до 10^{-20} бар при 280°C (рис. 2). Отчетливо видно, что минералообразование происходило при фугитивности серы, значительно меньшей фугитивностей, которые, по мнению П. Бартона и Б. Скиннера [2], характерны для процесса сульфидного минералообразования на месторождениях цветных металлов.

Еще один пример парагенезисов, характеризующих граничные условия гидротермального рудообразования, — ассоциации с участием мальдонита и ауристита в рудах золотого месторождения Колар. Ауристит встречен среди агрегатов пирротина в сравнении с золотом, причем ровные границы между минералами и отсутствие явлений замещения свидетельствуют, видимо, об одновременной кристаллизации ауристита и самородного золота. Мальдонит находится в характерной ассоциации с самородным золотом, самородным висмутом, теллуридом висмута — хеддиитом. Для суждения об условиях образования ауристита и мальдонита на Коларе большое значение имеют экспериментальные данные И.Я. Некрасова [13] о фазовых равновесиях в системах Au-Sb-S



1-3 — линии равновесия в системе: 1 — Sb-S; 2 — Fe-As-S; 3 — Fe-Sb-S; 4 — область активности серы и температур сульфидного рудообразования; 5 — область активности серы и температуры минералообразования в рудном районе Сейяйюки [5]; приняты следующие сокращения: *Ант* — антимонит, *Асп* — арсенопирит, *Бт* — бертьерит, *Вс* — вестервелдит, *Гд* — гудmundит, *Ж* — жидкость, *Жз* — железоз, *Лел* — леллингит, *Миш* — мышьяк, *Пи* — пирит, *По* — пирротин, *Сн* — сейяйюкел, *Су* — сурьма

и Ау—Ві—S. Им было показано, что ауристобит и мальдонит являются стабильными соединениями лишь в узких пределах изменений фугитивности серы и кислорода. Фугитивность серы не превышала 10^{-13} бар при 300°C , а низкие величины фугитивности кислорода при $300\text{--}150^\circ\text{C}$ свидетельствуют о восстановительной обстановке при образовании этих минералов. По мнению И.Я. Некрасова, восстановительные условия могли создаваться лишь в локальных участках вследствие наличия во флюидах или во вмещающих породах сильных восстановителей.

Примечательна особенность некоторых элементов изменять свою валентность в зависимости от физико-химических условий минералообразования. К числу таких элементов в изученных нами рудах малоглубинных золото-сульфидно-кварцевых с теллуридами месторождений относятся теллур, сурьма и мышьяк. Здесь установлены минералы, в которых теллур играет либо роль катиона (Te^{4+} в голдфилдите), либо аниона (Te^{2-} в различных теллуридах), либо имеет нулевой заряд (Te^0 в самородном теллуре). В рассматриваемом типе месторождений присутствуют также

минералы, содержащие мышьяк и сурьму с разной степенью окисленности — в минералах фаматинит-люционитовой серии эти элементы имеют наивысшую валентность (As^{5+} и Sb^{5+}), в минералах теннантит-тетраэдритовой серии и халькостибите эти элементы характеризуются меньшей степенью окисленности (As^{3+} и Sb^{3+}). Обнаружение в рудах ассоциаций с участием указанных минералов позволяет оценить окислительно-восстановительную обстановку рудоотложения, а также проследить изменение этих факторов в течение всего процесса минералообразования. На примере Кочбулакского месторождения было показано [10], что минералообразующий процесс характеризовался широкими вариациями окислительно-восстановительных условий, причем в наиболее окислительных условиях отлагались ранние парагенезисы основной продуктивной стадии, в состав которой входили голдфилдит и фаматинит. Отложение более поздних парагенетических ассоциаций, содержащих тетраэдрит, халькостибит и теллуриды, происходило уже в восстановительной обстановке. Так как роль голдфилдита среди рудных минералов наиболее значительна на верхних горизонтах рудных тел, то разумным кажется предположение, что смена парагенезисов обусловлена различием в активности кислорода в минералообразующем растворе [10]. Поскольку при приближении к поверхности минералообразующий раствор попадает в зоны, обогащенные кислородом, в нем происходит сдвиг химического равновесия в область устойчивости более окисленных форм. Так как содержание теллура в минералах голдфилдит-тетраэдрит-теннантитовой серии закономерно убывает от верхних горизонтов к нижним, сделан вывод, что это является следствием изменения окислительно-восстановительной обстановки минералообразующей среды. Расчеты моновариантных равновесий с участием голдфилдита и ассоциирующих с ним минералов в зависимости от активности серы и фугитивности кислорода показали, что содержание теллура в минерале возрастает по мере повышения фугитивности кислорода. При этом для образования голдфилдита при достаточной активности теллура, меди и сурьмы в растворах необходимо сочетание высокоокислительных условий ($f_{\text{O}_2} = 10^{18}$ бар) и высокой активности серы. При несоблюдении одного из указанных параметров вместо голдфилдита будет образовываться ассоциация тетраэдрита либо с теллуридами, либо с сульфидами (в зависимости от соотношения активностей серы и теллура в растворах).

Характерно, что основные скопления минералов люционит-фаматинитового ряда также приурочены к верхним горизонтам рассматриваемых месторождений. На средних и особенно на глубоких горизонтах месторождений количественная роль минералов указанного ряда резко падает, и основное место здесь занимает ассоциация тетраэдрит + халькостибит (Sb^{3+}), а не голдфилдит + фаматинит (Te^{4+} , Sb^{5+}). Мы полагаем, что причиной этого также является изменение окислительно-восстановительных условий — падение фугитивности кислорода.

В некоторых золото-сульфидно-кварцевых с теллуридами месторождениях, в которых самые верхние части рудоносных зон практически не были затронуты эрозией, относительно широким развитием в рудах пользуются ассоциации селенидов и сульфоселенидов висмута (гуанохуатит, лайтакаринит, минерал Bi_3Se_2 и др.). Высокие содержания селена (до 4–7 мас.%) установлены и в висмутовых сульфосолях — эмплектите,

купропавоните, висмутине, айкините. Ассоциации указанных минералов, образование которых происходило в заключительные моменты формирования минерализации продуктивных стадий, приурочены обычно к верхним частям рудных тел. На более глубоких горизонтах находки селенидов и сульфоселенидов неизвестны. Снижаются здесь и содержания селена в висмутовых сульфосолях, причем на самых нижних уровнях рудной зоны они редко превышают 0,5 мас. %.

Согласно расчетным данным Г. Тишендорфа (1966 г.), а также результатам экспериментальных исследований В.С. Балицкого с соавторами [1], решающее влияние на вхождение селена в минералы оказывают концентрация селена в растворе и отношение активностей $\text{Se}^{2-}/\text{S}^{2-}$ в нем, которые определяются в конечном итоге окислительно-восстановительным потенциалом системы, поскольку при повышении Eh активность иона Se^{2-} растет заметно быстрее, чем активность иона S^{2-} . Поскольку температура и кислотность—щелочность среды на характер распределения селена в минералах в целом влияют незначительно [1], логично предположить, что и в изученных месторождениях образование селенидной минерализации и вхождение больших количеств селена в висмутовые сульфосоли на верхних горизонтах рудных тел в значительной мере определяются высокоокислительной обстановкой, существовавшей в этот период минералообразования. Примечательно, что селениды и высокоселенистые висмутовые сульфосоли здесь тесно ассоциируют с баритом, образование которого также связывается с повышенными значениями фугитивности кислорода. Повышение окислительного потенциала могло быть обусловлено либо проникновением в верхние части сферы рудоотложения атмосферного кислорода, либо смещением рудоносных флюидов с высокоаэрированными метеорными водами.

На глубоких горизонтах месторождений образование ассоциаций висмутовых сульфосолей происходило, вероятно, в более восстановительной обстановке, что обусловило смещение отношения $[\text{Se}^{2-}]/[\text{S}^{2-}]$ в сторону серы и низкую селенистость формирующихся сульфосолей, которые на этих горизонтах тесно связаны не с баритом, а с кварцем и карбонатами.

Рассмотренные выше примеры показывают, что парагенетический анализ и детальное изучение химизма рудных минералов представляют собой важнейший источник информации о режиме кислорода и серы в процессе гидротермального минералообразования.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ УСЛОВИЙ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Для выяснения условий минералообразования значительный интерес представляют рудные минералы, кристаллические структуры которых могут вмещать различные элементы в разных соотношениях. К числу таких минералов относится сфалерит — один из наиболее распространенных сульфидов, который характеризуется широкими вариациями концентраций железа. Другой пример — блеклые руды, сравнительно редко образующие скопления, но присутствующие практически во всех типах гидротермальных месторождений. Исследованиями, проведенными в

последние годы, выявлены значительные вариации состава этих минералов в пределах месторождений. При этом в рудных телах нередко прослеживается закономерное изменение соотношений определенных элементов, входящих в состав этих минералов. Нередко также изменение их химического состава в пределах одного зерна, обуславливающее зональное строение зерен этих минералов. Естественно, что закономерности такого рода отражают эволюцию рудообразующего флюида (активностей компонентов, кислотности—щелочности) и физико-химических параметров (температуры, давления, окислительно-восстановительного потенциала) минералоотложения. Это привлекает интерес к исследованию рудных минералов переменного состава, закономерностей эволюции их состава в пространстве и во времени, а также направляет усилия исследователей на выяснение факторов эволюции такого рода. Хотя эти попытки немногочисленны, но они показали перспективность таких исследований для понимания закономерностей эволюции химического состава флюида.

Рассмотрим некоторые примеры использования вариаций железистости сфалерита для понимания условий минералообразования. Й. Минчева-Стефанова [12] выявила зональное строение зерен сфалерита в целом ряде полиметаллических месторождений НРБ. Установлены два типа такой зональности, причем оба типа могут быть обусловлены снижением содержания железа либо от центра к периферии зерна сфалерита, либо, наоборот, от его периферии к центру. По мнению Й. Минчевой-Стефановой, зональность сфалерита возникает в резко неравносных условиях, когда физико-химические параметры изменяются в процессе минералообразования.

Исследование температур гомогенизации газовой-жидких включений в сфалерите из разных зон показало, что образование сфалерита происходило в интервале 350—300 °С. Это доказывает, что температура не могла оказывать существенного влияния на содержание железа в этом минерале. Главнейшими факторами, контролирующими зональное строение зерен сфалерита, являются режим серы и окислительно-восстановительная обстановка. Так как нередко возникновение зоны иного состава сопровождается появлением другой фазы, например пирита, то предполагалось сильное изменение окислительно-восстановительных условий. Снижение железистости в сфалерите по мере развития процесса Й. Минчева-Стефанова связывает с повышением окислительного потенциала в минералообразующем растворе. Увеличение концентрации железа от центра к периферии может быть обусловлено, наоборот, снижением окислительного потенциала на завершающих стадиях отложения сфалерита. Зональность такого рода характерна для сфалерита из месторождений, при формировании которых атмосферный кислород или мог проникать в глубинные части месторождений по крупным разрывным нарушениям, или происходило смешение гидротермальных растворов с метеорными водами. Это приводило к повышению окислительного потенциала, в результате чего даже при благоприятных условиях железо не входило в сфалерит, а отлагалось в виде пирита.

Интересны исследования П. Бартона с соавторами [15], попытавшихся объяснить причины, вызвавшие резкие изменения содержания железа в сфалерите из жил *ОН* в месторождении Крид Майнинг Дистрикт. С по-

мощью рентгеноспектрального микроанализа было установлено, что сфалерит характеризуется тонкозональным строением, вызванным резкими и широкими вариациями концентраций железа. Причем в последовательности зон бедных и обогащенных железом существует определенная повторяемость. Появление сфалерита с повышенными содержаниями железа казалось странным, так как анализ минеральных парагенезисов, газожидких включений в минералах и изотопии серы в них показал, что образование руд происходило при температурах 250–280 °C, $pH \approx 5,4$ активности кислорода и активности серы, соответствующих приблизительно тройной инвариантной точке гематит, халькопирит, хлорит. В этих условиях стабильным является сфалерит с низким содержанием железа. П. Бартон с соавторами [15] пришли к выводу, что флуктуации состава сфалерита произошли вследствие изменения физико-химических параметров. Появление обогащенных железом зон в сфалерите эти авторы связывают с поступлением в циркулирующую гидротермальную систему незначительных количеств более восстановленных флюидов, что привело к локальным отклонениям в физико-химических условиях. Хотя попытки использования вариаций железа в сфалерите для оценки эволюции условий минералообразования немногочисленны, но они, на наш взгляд, представляются чрезвычайно перспективными. Особенно интересными кажутся исследования закономерностей изменения железистости сфалерита в рудных телах с целью выявления зональности, а возможно, и реконструкции путей движения флюида.

В литературе известно довольно много примеров, которые иллюстрируют закономерное изменение химического состава блеклых руд во времени и в пространстве [18, 20]. В месторождении Онтарио, Парк Сити Дистрикт, США, отмечалось увеличение содержаний серебра и сурьмы в тетраэдрите по мере удаления рудных тел от предполагаемого магматического источника. В рудах месторождений типа Куроко более ранние генерации блеклых руд, концентрирующиеся в нижних зонах, представлены теннантитом, тогда как на верхних горизонтах развита более поздняя блеклая руда — тетраэдрит. Было также установлено, что в блеклых рудах по мере удаления от подошвы рудных зон происходит увеличение содержания серебра и отношения $Sb : As$. Именно в этом направлении происходило просачивание гидротермальных растворов [20].

Значительный интерес представляют недавно опубликованные исследования эволюции состава блеклых руд в месторождениях Перу [18]. Блеклые руды, развитые в глубоких частях рудных тел этих месторождений, характеризуются более высоким содержанием мышьяка и низкими концентрациями серебра. На высоких горизонтах наблюдались блеклые руды, обогащенные серебром и сурьмой. Аналогичная закономерность была установлена при исследовании зональных кристаллов блеклых руд: центральные части зерен сложены теннантитом с низкими содержаниями серебра или не содержащим этот элемент, а к периферии зерен наблюдалось обогащение серебром и сурьмой. Это позволило сделать вывод, что в начале кристаллизации блеклых руд флюид был обеднен сурьмой и серебром, и предположить, что теннантит находится в участках рудных тел, расположенных ближе к предполагаемому источнику гидротермальных растворов.

Для объяснения механизма, ответственного за разделение блеклых руд разного состава в пространстве, К. Хакбартс и У. Петерсен [18] предложили модель фракционной кристаллизации блеклых руд из гидротермального раствора. В соответствии с этой моделью ранние блеклые руды обогащены медью и мышьяком. Упомянутые авторы считают, что вхождение этих элементов в блеклые руды предпочтительнее по сравнению с серебром и сурьмой. По мере развития процесса кристаллизации происходит обеднение раствора мышьяком и медью и обогащение его серебром и сурьмой. Это приводит к тому, что начинается отложение блеклых руд более богатых серебром и сурьмой. Авторы предложенной модели справедливо отметили, что она не является универсальной, так как в ряде месторождений не наблюдался весь эволюционный ряд составов блеклых руд. К. Хакбартс и У. Петерсен не обсуждали причин, вызывающих фракционную кристаллизацию блеклых руд, они лишь показали, что кривая изменения состава этих минералов зависит от состава начального раствора (соотношения в нем $\text{Cu} : \text{Ag}$ и $\text{Sb} : \text{As}$) и коэффициента распределения элементов между жидкой и твердой фазами, который определяется температурой, давлением и активностями компонентов раствора. Из этого следует, что любое изменение температуры, давления и активностей компонентов может привести к фракционной кристаллизации блеклых руд. Если с помощью экспериментальных исследований удастся определить влияние активностей компонентов и температуры на коэффициент распределения, то в будущем по составу блеклых руд можно будет определять и состав флюида [18].

Эволюция состава блеклых руд была изучена нами на месторождениях золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой с теллуридами и серебро-полиметаллической формаций верхнепалеозойского вулканического пояса Средней Азии. Согласно данным В.А. Коваленкера, блеклые руды в этих месторождениях являются широко распространенными минералами продуктивных стадий минерализации. Они представлены, как правило, несколькими генерациями, входящими в состав последовательно формирующихся минеральных парагенезисов. При этом химизм блеклых руд закономерно изменяется во времени.

В золото-кварцевых месторождениях ранние генерации блеклых руд ассоциируют с халькопиритом, галенитом и электрумом, образованными после отложения пирита и сфалерита. По составу блеклые руды отвечают минералам либо теннантитовой части теннантит-тетраздритового ряда, либо высокомышьяковистому тетраздриту (до 45% теннантитовой молекулы). Как правило, количество серебра в них редко превышает 1,5 мас.%, а цинк всегда преобладает над железом. Поздние генерации блеклых руд указанных месторождений тесно ассоциируют с комплексом сульфантимонитов и селенидов серебра, сурьмянистым серебром, алларгентумом и дискразитом. Характерная черта химизма рассматриваемых блеклых руд — высокие содержания серебра и резкое преобладание сурьмы над мышьяком (85—95% тетраздритовой составляющей). Железа в них обычно больше, чем цинка, но имеются случаи, когда содержания этих элементов либо эквивалентны, либо цинк преобладает над железом. Сравнение состава блеклых руд ранних и поздних генераций показывает, что в последних происходит увеличение серебра и сурьмы, а в некоторых случаях и железа.

В месторождениях золото-сульфидно-кварцевой с теллуридами формации ранние генерации блеклых руд содержат повышенные количества теллура, а в ряде случаев и висмута. Так, в месторождении Кочбулак [10, 11] они представлены высокотеллуристой разновидностью (до 70–80% голдфилдитовой молекулы) на верхних горизонтах и минералами ряда тетраэдрит–голдфилдит на более глубоких уровнях, при этом за счет увеличения роли сурьмы и мышьяка происходит постепенное снижение в них доли голдфилдитовой молекулы до 40–60% на средних и 5–15% на нижних горизонтах (Коваленкер, Рыбалов, 1984 г.). Рассматриваемые минералы характеризуются очень высокими (до 45 мас.%) содержаниями меди и низкими – железа и цинка. Количество мышьяка в них обычно не превышает 3–4 мас.% (15–20% теннантитовой молекулы) и лишь в глубоких частях рудной зоны несколько возрастает (до 5–7 мас.%). В то же время количества сурьмы, в целом комплексментарные содержаниям теллура, существенно варьируют. В тесной ассоциации с ранними генерациями блеклых руд находится маломышьяковистый фаматинит (20–25% люционитовой молекулы), в состав которого, кроме того, входит значительное (1–12 мас.%) количество олова.

Еще на одном месторождении этого типа ранние генерации блеклых руд отличаются от вышеописанных более значительными содержаниями мышьяка (до 35% теннантитовой составляющей) и висмута (до 10% анивитовой молекулы) при снижении роли сурьмы и теллура. Повышается в них содержание двухвалентных металлов, при этом железо, в общем, более характерно, чем цинк, а роль серебра, как и в ранних блеклых рудах Кочбулакского месторождения, незначительна. Следует отметить, что в рассматриваемом месторождении в ассоциации с ранними блеклыми рудами находятся богатые мышьяком минералы люционит-фаматинитовой серии (45–65% люционитовой молекулы).

В золото-сульфидно-кварцевом с теллуридами месторождении, залегающем не среди вулканитов, как рассмотренные выше месторождения, а приуроченном к массиву гранодиоритов, основу ранних генераций блеклых руд составляет не тетраэдрит, а теннантит, содержащий значительные количества и голдфилдитовой (20–25%), и анивитовой (до 25%) молекул. Цинк в этих минералах обычно преобладает над железом, а содержание серебра редко достигает 0,5–0,8 мас.%. В ассоциации с ранними генерациями блеклой руды находится люционит, содержащий не более 30% фаматинитовой молекулы. Приведенные данные свидетельствуют не только о фазовом соответствии состава блеклых руд и ассоциирующих с ними минералов люционит-фаматинитовой серии, но и о том, что изменение содержаний мышьяка в одноименных минералах в месторождениях одной и той же формации не является случайным, а обусловлено действием причин, связанных с особенностями формирования этих месторождений.

Данные о геологическом строении и условиях залегания рассмотренных месторождений показывают, что одной из наиболее вероятных причин могло быть различное расстояние зон рудоотложения формирующихся месторождений от предполагаемого источника рудоносных гидротермальных растворов.

Поздние генерации блеклых руд во всех изученных золото-сульфидно-кварцевых с теллуридами месторождениях имеют весьма близкий химичес-

кий состав — на Кочбулакском месторождении они представлены низкомышьяковистыми тетраэдритами (84—87% тетраэдритовой молекулы), на других рассмотренных месторождениях — тетраэдритами, содержащими до 20—28% теннантитовой молекулы. В указанных генерациях блеклых руд соотношение одно- и двухвалентных металлов близко стехиометрическому 10 : 2, причем цинк всегда преобладает над железом. В целом в поздних генерациях минерала возрастает и количество серебра.

При сравнении закономерностей изменения химического состава блеклых руд от ранних к поздним генерациям в золото-сульфидно-кварцевых с теллуридами месторождениях легко видеть, что эти изменения происходят в сторону увеличения содержаний сурьмы, цинка и отчасти серебра при параллельном снижении роли теллура, висмута, мышьяка и железа. Подобные закономерности характеризуют также эволюцию состава блеклых руд золото-кварцевых месторождений, но в них низкая сурьмянистость ранних блеклых руд обусловлена высокими содержаниями теннантитовой молекулы, в то время как в золото-сульфидно-кварцевых месторождениях она определяется главным образом вхождением в состав минерала значительных количеств теллура и висмута.

Закономерные изменения состава блеклых руд установлены также при изучении полиметаллических месторождений. В Лашкерековском месторождении ранняя блеклая руда представляет собой цинкистый тетраэдрит, блеклые руды второй генерации принадлежат ряду тетраэдрит—теннантит, блеклые руды III генерации являются промежуточными членами теннантит-тетраэдритовой серии. В самом конце процесса минералообразования вместе с сульфосолями серебра отлагались блеклые руды с экстремально высокими содержаниями серебра. Выявляются также некоторые тенденции в пространственном размещении блеклых руд разного состава. На верхних горизонтах в центральной части месторождения развиты блеклые руды с повышенными содержаниями серебра и обогащенные тетраэдритовой составляющей, а на северо-восточном фланге месторождения содержание серебра в блеклых рудах падает, тогда как содержание тетраэдритовой компоненты в них практически то же самое. На средних горизонтах в центральной части месторождения обнаружены блеклые руды с преобладанием теннантитовой составляющей, а еще ниже вновь появляются сурьмяные блеклые руды с высоким содержанием серебра.

В Канимансурском рудном поле блеклые руды также характеризуются значительными вариациями главных компонентов. Содержание сурьмы и мышьяка варьирует от крайнего сурьмяного члена до теннантита, содержащего 25 мол.% тетраэдритовой составляющей. Серебром обогащены наиболее сурьмяные разновидности. В подавляющем большинстве в минералах этой серии из Канимансурского рудного поля цинк преобладает над железом, только в некоторых из них, главным образом содержащих повышенные концентрации серебра, наоборот, железо преобладает над цинком. Изменения состава блеклых руд носят направленный характер: блеклые руды с повышенным содержанием мышьяка отлагались раньше сурьмяных блеклых руд, причем тетраэдрит более характерен для верхних горизонтов месторождения. Высокосеребристый железистый тетраэдрит кристаллизовался с наиболее поздними минералами — сульфoантимонитами серебра.

Интересны также особенности химического состава висмутсодержащих блеклых руд из Тарызканского месторождения. По мере повышения содержания в них висмута увеличивается и концентрация мышьяка, а в ряде блеклых руд при резком изменении соотношения $As : Sb$ величина отношения $Bi : Sb$ варьирует незначительно или даже сохраняется постоянной. Наблюдалось также пересечение блеклых руд с большим содержанием висмута блеклыми рудами с более низкими содержаниями этого компонента.

Приведенные примеры свидетельствуют о сложной эволюции состава блеклых руд во времени. Вместе с тем разница в наблюдаемых тенденциях изменения состава блеклых руд отражает и различия в физико-химических условиях процесса минералообразования. Какие же факторы определяют пути изменения состава блеклых руд? Наиболее естественным кажется предположение об эволюции самого минералообразующего раствора, происходящей вследствие фракционирования отдельных компонентов между блеклыми рудами и растворами [18], либо об изменении активностей компонентов, слагающих блеклые руды, в результате различной стабильности комплексов металлов в растворах (Маракушев и др., 1971 г.).

Следует, однако, обратить внимание на следующие факты, которые могут быть объяснены влиянием других причин. Рассмотрим некоторые примеры. В серебро-полиметаллических месторождениях с блеклыми рудами ассоциируют пирит и сфалерит, содержащий 0,1–0,5 мол.% FeS . Как известно, концентрация железа в сфалерите, сосуществующем с сульфидами железа, определяется температурой, давлением и активностью серы [2]. Это позволяет предположить, что железистость блеклых руд также определяется не столько активностью (или концентрацией) железа в растворах, сколько активностью серы. Следовательно, даже в условиях высокой концентрации железа, но при высоких активностях серы должны отлагаться блеклая руда и сфалерит с низкими содержаниями железа, которое отлагается в виде пирита. В то же время блеклые руды с высоким содержанием серебра и железа в этих месторождениях находятся в ассоциации с самородным серебром и сульфоантимонитами серебра, т.е. их образование происходило при сравнительно низкой активности серы, отвечающей равновесию самородное серебро–аргентит. Можно полагать, что при активности серы, соответствующей полю устойчивости пирротина, отложение обогащенных железом блеклых руд предпочтительнее. Следовательно, одной из причин эволюции состава блеклых руд в серебро-полиметаллических месторождениях от относительно ранних цинкистых тетраэдритов к более поздним высокосеребристым железистым тетраэдритам может быть уменьшение активности серы. Однако к такой эволюции может привести и простое снижение температуры при постоянной активности серы.

К выводу о влиянии активности серы и температуры на соотношение мышьяка и сурьмы в блеклых рудах пришли А. Мукерджи и Б. Мишра [19]. Используя экспериментальные данные по составу блеклых руд и сульфидов меди в системе $Cu-As-Sb-S$, они показали, что мышьяковистый член теннантит-тетраэдритовой серии устойчив при меньшей активности серы, а сурьма может входить в состав этих минералов при повышении активности серы или снижении температуры. Из этого следует, что смена мышьяковых блеклых руд сурьмяными может свидетельствовать о повышении активности серы или падении температуры. В предыдущем разделе

статьи нами отмечалось также, что содержание теллура в минералах голдфилдит-тетраэдритовой серии определяется не только активностью теллура в растворах, но и окислительно-восстановительными условиями и активностью серы. При одинаковой активности теллура в растворах в зависимости от активности кислорода и активности серы могут образовываться или голдфилдит, или теллуриды в ассоциации с тетраэдритом. Поэтому смена минералов голдфилдитовой серии более поздним тетраэдритом отражает смену окислительно-восстановительной обстановки рудоотложения. Таким образом, приведенные примеры показывают, в какой сложной зависимости от внешних физико-химических факторов (температуры, активностей кислорода и серы) находится состав блеклых руд. Это позволяет нам рассматривать блеклые руды в качестве потенциальных индикаторов эволюции физико-химических условий рудоотложения. Необходимы дальнейшие экспериментальные исследования систем с участием блеклых руд, которые позволили бы количественно оценить изменения тех или иных параметров в ходе процесса кристаллизации минералов этой серии.

ЯВЛЕНИЯ РАЗЛОЖЕНИЯ МИНЕРАЛОВ КАК ПОКАЗАТЕЛИ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ РУД

Важное значение при расшифровке условий рудообразования имеет изучение явлений перегруппировки минерального вещества вследствие изменения физико-химических параметров минералообразования. "Без расшифровки всех этих явлений, — писал А.Г. Бетехтин (Текстуры и структуры руд, 1958 г., с. 7), — невозможно получить правильное представление о том, в какой последовательности протекали эпигенетические изменения в составе и строении отложившихся руд". Особый интерес в этом отношении представляют парагенезисы рудных минералов, возникающие при разложении рудных минералов, химический состав которых отличается от химического состава минералов новообразований. Некоторые из процессов разложения представляют собой реакции десульфидизации, поэтому они могут использоваться для оценки эволюции режима серы.

В качестве примера разложения минералов вследствие снижения активности серы в остаточных гидротермальных растворах можно привести замещение сульфоантимонитов свинца — буланжерита и джемсонита или сульфовисмутитов свинца — козалиита и галенобисмутита агрегатами минералов, валовой состав которых содержит меньшее количество серы. На месте буланжерита возникает агрегат самородной сурьмы и галенита, а на месте джемсонита — агрегат галенита, пирротина и самородной сурьмы. Экспериментальными исследованиями установлено, что фугитивность серы в равновесных моновариантных ассоциациях буланжерит = галенит + сурьма и джемсонит = галенит + пирротин + сурьма в зависимости от температуры изменяется в соответствии с уравнениями: $\lg f_{S_2} \text{ (бар)} = -26,1556 + 0,024 T$ для первой реакции и $\lg f_{S_2} \text{ (бар)} = -23,12355 + 0,01919 T$ — для второй, где T — температура в градусах Кельвина.

Козалиит и галенобисмутит замещаются агрегатом самородного висмута и галенита [9]. Для моновариантной реакции галенобисмутит + висмут + S_2 = козалиит, зависимость фугитивности серы от температуры может быть определена из уравнения $\Delta \lg \text{ (кал.)} = -52188 + 41,33 T$ [2].

Приведенные данные дают возможность при известной температуре количественно охарактеризовать изменение фугитивности серы в период минералообразования.

Известны также случаи разложения минералов, происходящего вследствие повышения фугитивности серы. Примером может служить замещение бертьерита агрегатом пирита и антимонита. Структуры срastания такого рода позволяют проследить изменение режима серы в процессе формирования руд.

Попытки использовать субсолидусные преобразования для реконструкции истории формирования руд известны давно. Интенсивные экспериментальные исследования фазовых равновесий рудных минералов значительно расширили возможности интерпретации результатов изучения структур разложения минералов.

В медно-висмутовых рудах Канмансурского рудного поля обнаружены закономерные срastания сульфосолей висмута, свинца и серебра, по составу промежуточные между галенитом и матильдитом [8]. Выявление этой группы сульфосолей представило значительный интерес для понимания термической истории формирования медно-висмутовой ассоциации. Действительно, в системе $PbS-AgBiS_2$ выше $220^\circ C$ установлена полная смесимость между галенитом и $\alpha-AgBiS_2$. При понижении температуры устойчивыми становятся двухфазовые ассоциации: фаза $Ag_4PbBi_4S_9$ + галенит и фаза $Ag_4PbBi_4S_9$ + матильдит [14]. Однако ассоциации, слагающие решетчатые агрегаты, являются трехминеральными: матильдит + галенит + $Pb-Ag-Bi$ -сульфосоли. Наиболее вероятно, что эти ассоциации возникли вследствие ступенчатого разложения высокотемпературной минеральной фазы. В пользу такого предположения свидетельствует сложное строение изученных агрегатов: в них наблюдаются относительно более крупные выделения $Pb-Ag-Bi$ -сульфосоли и матильдита и мелкоигольчатые кристаллы матильдита в матрице галенита (Табл. I, а)¹. По-видимому, первыми образовались более крупные агрегаты матильдита и $Pb-Ag-Bi$ -сульфосоли, а затем при дальнейшем охлаждении возникла ассоциация матильдит + галенит. Это возможно, если $Ag-Pb-Bi$ -сульфосоли становятся неустойчивыми при снижении температуры. Так как решетчатые агрегаты встречены в прожилках и гнездах, сложенных висмутином, берритом, айкинитом и крупкаитом, то, очевидно, их протоминерал — высокотемпературная минеральная фаза — отлагался одновременно с этими минералами. Следовательно, медно-висмутовые руды Канмансурского рудного поля претерпели изменения и вместо возникших ранее минералов образовалась целая группа $Pb-Ag-Bi$ -сульфосолей галенит-матильдитового ряда.

Субсолидусные превращения минералов, происшедшие при снижении температуры, описаны также для $Pb-Cu-Bi$ -сульфосолей айкинит-висмутиновой серии. Обнаружены закономерные срastания гладита и пекоита, которые могли образоваться при распаде высокотемпературного айкинит-висмутинового твердого раствора, существующего в системе $Cu-Pb-Bi-S$ выше $200^\circ C$.

Выявление структур срastания, возникших вследствие субсолидусных превращений, может указывать на то, что отложение руд происходило при

¹ Табл. I, II см. вкл. между стр. 160–161.

более высоких температурах, причем имеющиеся экспериментальные данные позволяют определить нижний предел отложения руд.

Во многих месторождениях наблюдались явления разложения блеклых руд, которые, как полагал А.Д. Генкин [9], обусловлены изменением окислительно-восстановительных условий. Считалось, что восстановление As^{3+} (или Sb^{3+}) до $(AsS)^{2-}$ приводит к тому, что блеклая руда становится неустойчивой и на ее месте возникает агрегат халькопирита и арсенопирита, в котором сохранились реликты ранней блеклой руды. Отмечалось также, что процесс протекал с привносом железа и выносом меди. Однако, как показали выполненные позднее исследования состава минералов с помощью рентгеноспектрального микроанализа, блеклая руда в продуктах разложения является новообразованной, а не реликтовой, так как ее состав отличается от ранней, неразложившейся блеклой руды. Оказалось, что новообразованная блеклая руда является практически чистым сурьмяным членом теннантит-тетраздритовой серии — тетраздритом, тогда как первичная блеклая руда представляла собой мышьяковый член этой серии — теннантит. Новообразованная блеклая руда ассоциирует с халькопиритом и арсенопиритом (табл. I, б). Полученные данные позволяют сделать предположение, что неустойчивой является только блеклая руда определенного состава, неравновесная с минералообразующим раствором, но ее преобразование происходит в области устойчивости теннантит-тетраздритового твердого раствора. Следовательно, разложение теннантита происходило в результате повышения активности железа, меди и сурьмы в остаточных растворах.

Изучение явления разложения блеклых руд с помощью рентгеноспектрального микроанализа было проведено также на индийском медно-свинцово-цинковом месторождении Раджпура-Дариба [16]. Было установлено, что ранняя сурьмяная блеклая руда — тетраздрит замещается агрегатом, сложенным в основном халькопиритом, арсенопиритом, новообразованной блеклой рудой с повышенным содержанием мышьяка и небольшими количествами сфалерита. Процесс такого рода мог произойти только в том случае, если остаточные растворы характеризовались более высокими концентрациями мышьяка, железа и меди, вследствие чего ранее отложенная блеклая руда оказывалась неравновесной с ними и замещалась сложным полиминеральным агрегатом.

Разложение теллуристой блеклой руды — голдфилдита наблюдалось в золото-сульфидно-кварцевых с теллуридами месторождениях Средней Азии в СССР и медноколчеданных месторождениях Центрального Среднегорья НРБ. Этот минерал вместе с фаматинитом слагает одну из ранних ассоциаций продуктивной стадии минерализации золото-сульфидно-кварцевых месторождений. В медноколчеданных месторождениях голдфилдит ассоциирует с люцитом. В отдельных участках рудных тел эти минералы оказываются неустойчивыми, и на их месте возникают агрегаты, сложенные халькопиритом, самородным теллуридом и чаще всего алтаитом (табл. I, в). Как было показано выше, образование голдфилдит-фаматинитовой (люцитовой) ассоциации происходит в весьма узком диапазоне физико-химических условий — при сочетании высокоокислительной обстановки с высокой активностью серы и теллура. Появление на месте голдфилдита, в котором Te находится в форме положительно заряженного катиона Te^{4+} , самородного теллура или теллуридов, в которых Te

играет роль аниона Te^{2-} , свидетельствует о процессе восстановления. Однако сопоставление химического состава голдфилдита и валового химического состава продуктов разложения этого минерала позволяет предположить, что этот процесс не изохимический: на месте голдфилдита, содержащего небольшое количество железа, образуется сульфид железа и меди — халькопирит. Следовательно, изменение окислительной обстановки на восстановительную и повышение активности железа приводят к нарушению равновесия голдфилдита с минералообразующей средой.

В золото-сульфидно-кварцевых с теллуридами месторождениях на верхних горизонтах часто наблюдается явление разложения селенистого эмплектита (1–4 мас.% Se). На месте этого минерала возникает агрегат, сложенный минералом $\text{Cu}_3\text{Bi}_2(\text{S}, \text{Se})_9$ (до 3–5 мас.% Se), самородным висмутом и лайтакариитом (табл. I, 2). Сравнение химического состава эмплектита и валового химического состава продуктов разложения этого минерала показывает, что новообразованная ассоциация характеризуется более высоким содержанием висмута и селена и понижением концентрации серы. Следовательно, это явление может происходить в результате изменения химизма минералообразующих растворов.

Следует подчеркнуть, что разложение минералов проявлено локально. Даже в пределах одного шлифа можно найти различные участки, в которых эти минералы или практически не затронуты разложением, или характеризуют начальную стадию процесса либо такие участки, где не осталось реликтов раннего минерала. По нашему мнению, это свидетельствует о нестабильности физико-химических параметров минералообразования вследствие резких перепадов температуры, а также изменения активностей компонентов, E_h и pH растворов, возможно, происходившего при смешении глубинных рудоносных флюидов с метеорными водами.

В нашу задачу не входило всеобъемлющее обсуждение проблемы разработки минералого-геохимических показателей условий и физико-химической обстановки гидротермального рудообразования. Тем не менее использование парагенетического анализа рудных минералов, развитого А.Г. Бетехтиным и его последователями, при изучении рассмотренных выше объектов позволяет высказать некоторые соображения, касающиеся общих вопросов гидротермального минералообразования и методических проблем парагенетического анализа.

Детальное изучение состава и парагенезисов минералов подтвердило гипотезу А.Г. Бетехтина об изменении режима кислорода и серы в процессе гидротермального рудообразования. Он указывал на обогащение кислородом остаточного раствора [3]. Однако при исследовании серебро-полиметаллических месторождений нами было показано, что ранние стадии характеризуются повышенной активностью кислорода, тогда как на поздних происходит увеличение активности серы, что приводит к возникновению сульфидных руд вместо окисно-сульфидных. Серебро-полиметаллические месторождения не являются исключением. Смена окисных руд сульфидами проявлена также в касситерит-сульфидных месторождениях, где на ранних стадиях олово отлагается в виде окисла — касситерита, а на поздних — в виде сульфидов и сульфосолей: станнина, тиллита, франкеита и цилиндрита.

Примером смены окислительных условий более восстановительными в ходе формирования ассоциаций одной стадии минерализации могут служить рассмотренные выше золото-сульфидно-кварцевые с теллуридами месторождения, в которых ранний парагенезис голдфилдит + фаматинит закономерно сменяется ассоциацией тетраэдрита с халькостибитом и теллуридами.

Обычно повышение активности кислорода в гидротермальных растворах связывается с проникновением их в приповерхностные слои, где они могли насыщаться кислородом из атмосферы или из метеорных вод. В упомянутых выше месторождениях окисные и окисно-сульфидные руды слагают корневые части жил, что позволяет предположить поступление глубинных флюидов с высокой активностью кислорода. Можно также предположить, что изменение режима кислорода и серы сопряжено с изменением температурного режима при формировании месторождений, так как снижение температуры сдвигает окисно-сульфидные равновесия в сторону большей устойчивости сульфидов.

Равным образом при формировании руд происходит сдвиг химических равновесий, приводящих к флуктуации физико-химических параметров. Обобщенный выше материал убедительно свидетельствует, что наиболее подвержена резким переменам окислительная обстановка, что обусловлено добавлением к глубинным флюидам метеорных вод.

В свете приведенных выше соображений совершенно очевидна плодотворность парагенетического анализа рудных минералов при расшифровке условий гидротермального рудообразования. На современном этапе в связи с бурным развитием экспериментальных и теоретических исследований минеральных равновесий необходимо дальнейшее развитие представлений о парагенетических ассоциациях. Центральной проблемой является установление признаков равновесий в обнаруживаемых в рудах ассоциациях минералов. Основным методом, используемым сейчас в практике геологических исследований, является анализ текстур руд и структур минеральных агрегатов. Однако в настоящее время известны случаи, когда структурно-текстурные взаимоотношения позволяют отнести минералы к одной парагенетической ассоциации, но исследование элементов-примесей между сосуществующими минералами указывает на то, что химическое равновесие между ними достигнуто не было вследствие низких скоростей обменных реакций (Борисенко, Бортников, 1986 г.). Наблюдалось и альтернативные взаимоотношения между минералами, т.е. распределение элементов между последовательно отложившимися минералами соответствовало равновесному. В свете изложенного первоочередной задачей исследования парагенезисов минералов, как нам представляется, является доказательство химического равновесия между сосуществующими минералами для использования данных экспериментального и теоретического изучения минеральных равновесий с целью оценки температуры, активности серы и кислорода природного рудообразования.

Авторы благодарны профессору Татьяне Николаевне Шадлун за ряд ценных критических замечаний.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балицкий В.С., Озерова Н.А., Цепин А.И. и др. О некоторых особенностях вхождения селена в антимонит при перекристаллизации его в селеносодержащих гидротермальных растворах // Новые данные о типоморфизме минералов. М.: Наука, 1968. С. 89–105.
2. Бартон П.Б., Скиннер Б.Дж. Устойчивость сульфидных минералов // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 238–327.
3. Бетехтин А.Г. О влиянии режима серы и кислорода на парагенетические соотношения минералов в рудах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1949. № 3. С. 3–26.
4. Бетехтин А.Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 125–275.
5. Бородаев Ю.С., Мозгова Н.Н., Озерова Н.А., Бортников Н.С. Минералого-геохимические особенности рудного района Сейняйоки (Финляндия) // Геохимия процессов рудообразования. М.: Наука, 1982. С. 160–206.
6. Бортников Н.С., Генкин А.Д. Сосуществующие сульфиды как показатели условий рудообразования // Минеральные ассоциации, структуры и текстуры руд как показатели условий гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1984. С. 29–51.
7. Бортников Н.С., Лапутина И.П., Сафонов Ю.Г. Новая группа минералов системы $Ag-Pb-Bi-S$ из Канмансурского рудного поля (Карамазар) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292, № 5. С. 1235–1238.
8. Бортников Н.С., Коваленкер В.А., Сафонов Ю.Г. и др. Парагенетические ассоциации и условия образования $Au-Cu-Pb-Bi$ -сульфосолей в Канмансурском рудном поле // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 9. С. 65–75.
9. Генкин А.Д. Явления разложения рудных минералов // Текстуры и структуры руд. М.: Госгеолтехиздат, 1958. С. 242–258.
10. Коваленкер В.А., Русинов В.Л. Парагенезисы минералов – индикаторы условий формирования золото-сульфидно-кварцевых руд: (На примере Кочбулакского месторождения) // Минеральные ассоциации, структуры и текстуры руд как показатели условий гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1984. С. 150–188.
11. Коваленкер В.А., Тронева Н.В., Доброниченко В.В. Особенности состава главных рудообразующих минералов трубообразных рудных тел Кочбулакского месторождения // Методы исследования рудообразующих сульфидов и их парагенезисов. М.: Наука, 1980. С. 140–164.
12. Минчева-Стефанова Й. Върху зоналността на сфалеритовите кристали // Минерогенезис. София: Изд-во Болг. Академии наук, 1974. С. 171–188.
13. Некрасов И.Я. Экспериментальное изучение условия образования интерметаллидов серебра и золота // Минер. журн. 1985. Т. 7, № 2. С. 61–71.
14. Ненашева С.Н. Экспериментальное исследование природы примесей серебра, сурьмы и висмута в палените. Новосибирск: Наука, 1975, 124 с.
15. Barton P.B., Bethke P.M., Roedder E. Environment of ore deposition in the Creede Mining District, San Juan Mountains, Colorado. Part III. Progress toward interpretation of the chemistry of the ore-forming fluid for the OH vein // Econ. Geol. 1977. Vol. 72, N 1. P. 1–24.
16. Basu K., Bortnikov N.S., Mishra B. et al. Significance of transformation textures in fahlores from Rajpura-Dariba polymetallic deposit, Rajasthan, India // Neues Jb. Mineral. Abh. 1984. Bd. 149. S. 143–161.
17. Deb M., Bhattachariya A.K. Geological setting and conditions of metamorphism of Rajpura-Dariba polymetallic ore deposit, Rajasthan, India // Proc. 5th IAGOD Symp., Snowbird, Utha, US, 1978. Stuttgart: Schweizbartsche, 1980. Vol. 1. P. 680–687.
18. Hackbarth C.J., Petersen U. A fractional crystallization model for the deposition of argentic tetrahedrite // Econ. Geol. 1984. Vol. 79, N 3. P. 448–460.
19. Mookherjee A., Mishra B. "Derived" and observed sulphosalt-sulphide phase assemblages compared – a case study from Rajpura-Dariba, India // Miner. deposita. 1984. Vol. 19. P. 112–117.
20. Wu I., Petersen U. Geochemistry of tetrahedrite and mineral zoning at Casapalca, Peru // Econ. Geol. 1977. Vol. 72, N 6. P. 993–1016.

Г.И. ГОРБУНОВ, Ю.Н. ЯКОВЛЕВ, Ю.В. ГОНЧАРОВ,
Ю.А. АСТАФЬЕВ, Ю.Н. НЕРАДОВСКИЙ

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

На Кольском полуострове в настоящее время выделяются шесть основных никеленосных районов: Печенгский, Аллареченский, Восточно-Печенгский, Мончегорский, Имандра-Варзугский и Ловноозерский. Первые пять районов приурочены к Печенгско-Варзугской структурно-металлогенической зоне, простирающейся с северо-запада на юго-восток вдоль всего полуострова. Один район — Ловноозерский — находится несколько в стороне от этой зоны.

По данным геолого-геофизического излучения, глубокого и сверхглубокого бурения в строении никеленосных районов выделяются три структурно-стратиграфических яруса [5, 6]. Нижний ярус, нижнеархейский, представлен древнейшим (саамским) гранито-гнейсовым комплексом основания, образующим в обрамлении Печенгско-Варзугской зоны преимущественно разрозненные блоки — овалы (так называемые куполовидные структуры) размером от 5 до 50 км в поперечнике. Большинство исследователей считают эти структуры выступами фундамента среди более молодых дислоцированных супракрустальных толщ среднего яруса. Средний ярус, верхнеархейский, сложен кольско-беломорским (лопийским) амфиболито-гнейсовым комплексом, выполняющим пространство между куполовидными структурами и перекрывающим их. Нижняя возрастная граница комплекса оценивается в 3,5–3 млрд. лет, верхняя — 2,7 млрд. лет [8, 9]. Общая мощность его составляет от 1 до 6 км.

Верхний ярус, нижнепротерозойский, представлен вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами карельского комплекса, слагающими Печенгско-Варзугскую структурно-металлогеническую зону и ряд других более мелких структур за ее пределами. Верхняя возрастная граница комплекса оценивается в 1,7–1,6 млрд. лет. Общая мощность разреза достигает 10–12 км.

Сульфидные медно-никелевые месторождения и рудопроявления в никеленосных районах развиты в среднем и верхнем структурных ярусах и на их границе и связаны с базит-гипербазитовыми массивами пяти формационных групп (от древних к молодым): вебстерит-габбро-норитовой, габбро-перидотит-пироксенитовой, перидотит-пироксенит-габбро-норитовой, гипербазитовой и габбро-верлитовой. При этом в среднем ярусе отмечены никеленосные массивы всех формаций, в верхнем — только наиболее поздней, габбро-верлитовой. На границе ярусов расположены наиболее крупные никеленосные массивы перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формации.

В общей истории развития никеленосного базит-гипербазитового магматизма в регионе прослеживается возрастание интенсивности сульфидного медно-никелевого оруденения от древних формационных групп к более молодым. С массивами первых двух ранних формаций связаны лишь еди-

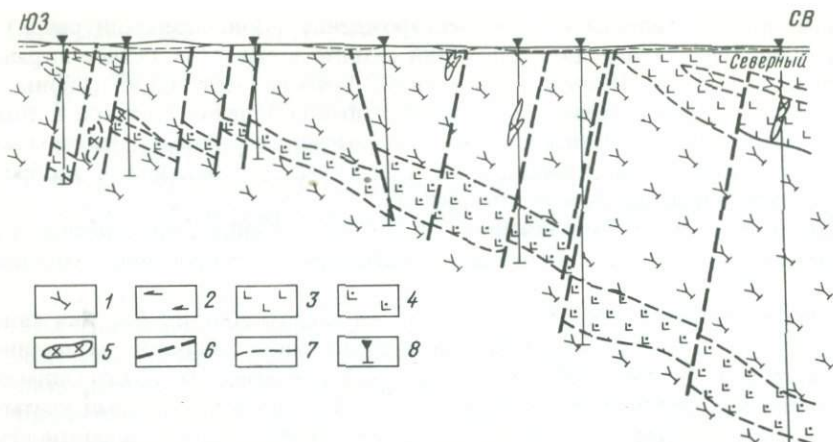
нические рудопроявления и одно месторождение (Ловноозерский район). В массивах следующих двух формаций развито в основном бедное вкрапленное оруденение (Имандра-Варзугский, Восточно-Печенгский районы), но в ряде случаев встречаются и значительные скопления богатых, в том числе жильных, руд (Мончегорский, Аллареченский районы). Максимальные концентрации медно-никелевых руд связаны с массивами габбро-верлитовой формации Печенгского района.

Массивам каждой формационной группы свойственны свои особенности залегания и строения, локализации оруденения и вещественного состава руд [3, 11].

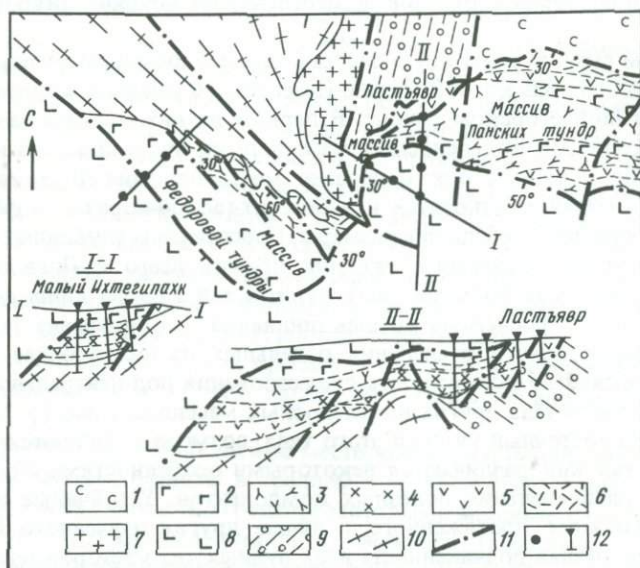
Анализ имеющихся материалов с учетом сверхглубокого бурения свидетельствует о весьма значительном вертикальном диапазоне медно-никелевого оруденения в регионе, составляющем не менее 10–12 км. Однако при оценке никеленосности отдельных частей региона необходимо учитывать их геологическое строение, уровень эрозионного среза, вероятность нахождения рудоносных массивов определенной формационной принадлежности, главные структурные факторы, контролирующие размещение и локализацию оруденения, а также степень геолого-геофизической изученности рассматриваемых участков на глубину. Наиболее высокой степенью изученности характеризуются уже освоенные районы и рудные поля. С этих позиций и рассмотрим имеющиеся данные по глубинному строению конкретных никеленосных районов и перспективы поисков глубокозалегающих руд.

В среднем структурном ярусе залегают никеленосные интрузивы Ловноозерского, Аллареченского, Восточно-Печенгского районов; отдельные тела выявлены в Мончегорском районе. В первом из них — Ловноозерском — известно около 330 никеленосных массивов, из них только 10 являются рудоносными, и лишь с одним связано месторождение. В подавляющем большинстве массивы относятся к вебстерит-габбро-норитовой формации, имеют, как правило, небольшие размеры. Перспективы глубинных поисков медно-никелевого оруденения связаны прежде всего с Ловноозерским месторождением, где большая часть рудных тел изучена лишь до глубин 200–300 м и не прослежена до выклинивания. Не проверена также возможность структурного сочленения отдельных из них в более крупные залежи. Не выяснена возможность существования под центральной частью Главного рудного тела других никеленосных массивов (рис. 1). Центральный и северо-восточный участки этого тела, возможно, являются разными массивами, так как различаются некоторыми особенностями внутреннего строения и распределения полезных компонентов. Устойчивые элементы залегания наиболее протяженного и лучше других изученного Главного рудного тела, общая подчиненность всех рудных тел месторождения региональной минеральной линейности пород позволяют прогнозировать их возможное продолжение на глубину до 500–800 м от поверхности (или на 1–1,5 км по погружению). С массивами габбро-лерцолит-пироксенитовой формации выявлено только одно рудопоявление — Суэйнлагаш, но и оно изучено лишь до глубины 150–170 м. Ловноозерское рудное поле и тем более территория за его пределами нуждаются в исследовании глубинного строения современными геофизическими методами.

В Аллареченском рудном районе известно более 400 никеленосных



Р и с. 1. Продольный разрез через рудное тело 1 Ловноозерского месторождения
 1 – биотит-гиперстеновые плагиогнейсы и гранулитоподобные породы; 2 – плагио-амфиболиты; 3 – нориты и габбро-нориты безрудные; 4 – нориты и габбро-нориты рудоносные; 5 – гранитные пегматиты; 6 – тектонические нарушения; 7 – границы пород; 8 – скважины



Р и с. 2. Схематическая геологическая карта интрузии Федоровой – Панских тундр, по [10]

1 – граносиениты и порфиробластические щелочные граниты; 2 – крупно-гигантозернистые габбро; 3 – габбро-нориты; 4 – нориты; 5 – оливковые нориты, меланократовые габбро-нориты и нориты, плагиопироксениты; 6 – такситовые габбро-нориты; 7 – плагиомикроклиновые граниты; 8 – осадочно-вулканогенные образования протерозоя; 9 – гнейсо-сланцы тундровой серии; 10 – архейские гнейсо-граниты с подчиненными полевошпатовыми амфиболитами; 11 – тектонические нарушения; 12 – рекомендуемые скважины

массивов гипербазитовой формации, но только 15 из них рудоносные. Разведаны два месторождения, из которых одно (Аллареченское) уже отработано, а отработка второго (Восток) завершается. Несмотря на большой объем поисковых и поисково-разведочных работ, перспективы района не исчерпаны. До настоящего времени не удалось с достаточной полнотой расшифровать геологическое строение района, полностью закрытого чехлом рыхлых отложений. Небольшие размеры и сложная форма никеленосных интрузивов и рудных тел, а также наличие колчеданного, железорудного, графитового оруденения, нередко пространственно совмещенных, резко снижают эффективность геофизических методов поисков.

К настоящему времени изучена лишь приповерхностная часть района до глубин 100–150 м; на отдельных рудопроявлениях этот интервал увеличивается до 200–300 м и только на месторождении Восток достигает 400–500 м — отметки, на которой выклиниваются рудные залежи. Однако в рудных залежах этого месторождения зоны наибольшей концентрации оруденения приурочены к шарнирам главной синклинальной складки участка и осложняющих ее более мелких складок той же ориентировки. По данным глубокого бурения установлено устойчивое продолжение рудоконтролирующей складчатой структуры на глубину до 1000 м, а по сейсморазведочным и гравиметрическим материалам пачка пироксеносодержащих амфиболитов, маркирующая эту структуру, продолжается еще глубже — до 2–2,5 км. Таким образом, имеются благоприятные признаки для поисков глубокозалегающих медно-никелевых руд.

На отдельных рудопроявлениях района (Хихна-Вилгис, Акким) оказались недоизученными уже выявленные никеленосные интрузивы с горизонтами вкрапленного сульфидного оруденения. О необходимости дальнейшего их изучения свидетельствуют как особенности вещественного состава и локальные геофизические данные, так и общая геолого-структурная позиция рудопроявлений, сходная с таковой известных месторождений Аллареченское и Восток.

О перспективах поисков медно-никелевых руд за пределами месторождений и рудопроявлений свидетельствуют, во-первых, размещение никеленосных гипербазитов в районе в виде протяженных поясов, в которых геофизикой и бурением изучены лишь отдельные фрагменты, и, во-вторых, целый ряд геофизических аномалий, часто совмещенных, комплексных и нередко не проверенных бурением. Необходимо подчеркнуть, что и в этом районе требуется провести глубинное геофизическое изучение всей территории или по крайней мере наиболее благоприятных структур.

В последние годы начаты исследования в Восточно-Печенгском районе, где в амфиболит-гнейсовом комплексе среднего структурного яруса выявлено более 200 никеленосных интрузивов; с одним из них связано месторождение Карикъявр.

Никеленосные массивы, приуроченные к границе среднего и верхнего структурных ярусов, известны в Имандра-Варзугском, Мончегорском, Восточно-Печенгском районах. Они имеют большие размеры, в различной степени дифференцированы, в них широко развито медно-никелевое оруденение, главным образом в виде всеячих залежей бедных вкрапленных руд. Промышленные месторождения (донные залежи вкрапленных, гнездово-вкрапленных руд и жильные сульфидные тела) выявлены пока только

в Мончегорском плутоне [7]. Рудоносность глубинных частей других массивов изучена недостаточно. Вместе с тем межформационное положение массивов и залегание их вдоль отчетливо выраженной тектонической границы Печенгско-Варзугской структурно-металлогенической зоны позволяют проводить дальнейшие поисковые работы.

В большом массиве Федорово-Панских тундр до сих пор не выяснено наличие медно-никелевых руд в глубокозалегających приподошвенных частях. Первоочередными участками для постановки поисков (рис. 2) являются рудоносная западная часть Федоровотундровского массива (Малый Ихтегипахк), где максимальная глубина залегания подошвы определяется в 2,0–2,5 км, а также участок сочленения массивов Федоровской и Панских тундр (рудопроявления Массив-1 и Ластьявр), где по геолого-геофизическим данным глубина залегания подошвы Массива-1 составляет около 3 км, а в пределах Ластьяврского массива на глубине 800–1000 м фиксируется субгоризонтальная проводящая пластина, возможно, связанная с сульфидным оруденением [10]. Бедное вкрапленное оруденение установлено и в западной части Панского массива (участки Каменник, Сулейпахк).

В Мончегорском плутоне не до конца выяснена никеленосность его юго-западной части, по направлению к которой погружаются известные жильные рудные поля двух его ветвей. Не изучена также область сочленения Мончегорского плутона с Мончетундровским массивом, нижние части разреза которого аналогичны плутону.

К перспективным на поиски относятся и восточные склоны Чуна-Монче-Волчьих тундр, где выявлен ряд рудопроявлений.

В Восточно-Печенгском районе массив Луостари (гора Генеральская) изучен несколькими скважинами только в самой приповерхностной части, где установлены висячие залежи бедных вкрапленных руд. В направлении погружения его под печенгский комплекс уже на расстоянии 1,5–2 км можно предположить увеличение размеров массива, более глубокую дифференциацию пород и повышение интенсивности оруденения.

В верхнем структурном ярусе локализованы массивы габбро-верлитовой формации, наиболее продуктивные в отношении медно-никелевых руд. Широко известен и наиболее хорошо изучен Печенгский никеленосный район (около 220 массивов, из них 25 с промышленным оруденением). Подобные массивы выявлены в Имандра-Варзугском районе.

Медно-никелевые месторождения Печенги размещены практически целиком в пределах мощной туфогенно-осадочной толщи. Никеленосные массивы и месторождения приурочены к участкам пересечения замковых частей крупных поперечных синклиналиных складок разветвленной межпластовой тектонической зоной. Продолжение рудоносных массивов на значительные расстояния по падению продуктивной толщи, подтвержденное результатами бурения Кольской сверхглубокой скважины, свидетельствует о распространении медно-никелевых руд на большую глубину. Материалы поисково-разведочных и эксплуатационных работ в рудном поле показали, что на значительную глубину протягиваются и так называемые отщепленные рудные залежи, характеризующиеся, как правило, небольшими размерами, но содержащие высокие концентрации медно-никелевых руд.

В перспективе выявление месторождений в рудном поле связывается

с изучением глубинного строения участка, ограниченного с юга Луотнинским разломом, с запада месторождением Каула, с востока месторождением Онки. На этом участке, как известно, выделяются три рудных узла — западный, центральный и восточный.

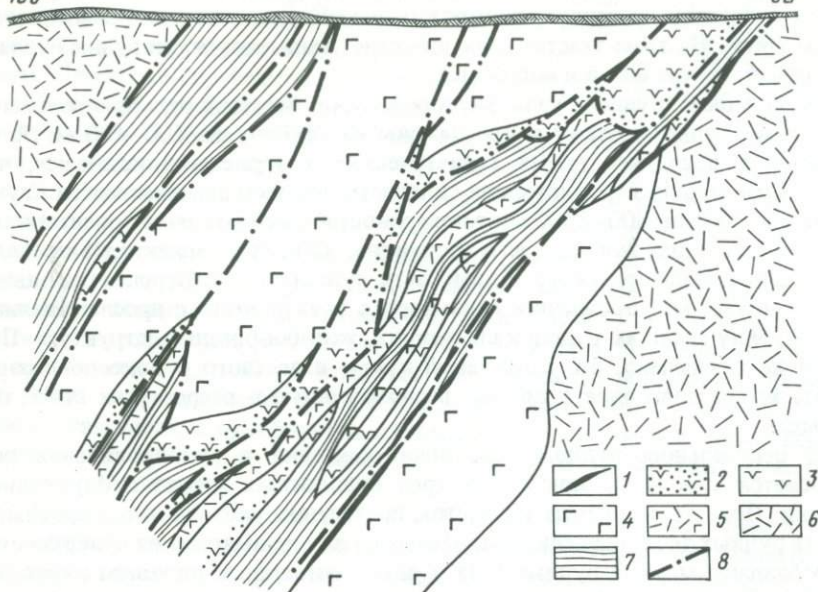
В западном рудном узле месторождения богатых руд приурочены к верхнему рудному этажу и прослежены на глубину до 500–600 м. Полученные в последнее время геологические материалы показывают, что отдельные рудоконтролирующие складчатые структуры, в частности Каульская, на глубине 800–1000 м от поверхности изменяют свою ориентировку с субмеридиональной на юго-восточную, близкую ориентировке большинства главных структур в этой части рудного поля. Перспектива выявления новых месторождений связывается прежде всего с прослеживанием на глубину главных рудо локализирующих желобообразных структур. При этом не исключено, что с глубиной кроме известного рудоносного горизонта могут появиться и другие, расположенные в разрезе как ниже, так и выше.

В центральном рудном узле месторождения и рудопроявления размещаются уже не в одном, а в трех рудоносных этажах продуктивной толщи. При этом с запада на восток постепенно увеличивается протяженность рудных тел по падению, отдельные из них не выходят на поверхность; преобладают мелкие рудные тела преимущественно с рядовым вкрапленным оруденением. Структурное исследование этого узла показывает, что происходит смена пространственной ориентировки поперечных контролирующих складчатых структур с юго-восточной на юго-западную, что, по-видимому, не совсем благоприятно для размещения рудоносных интрузивов. Поэтому в центральном узле с глубиной скорее всего могут быть встречены небольшие и маломощные рудные тела преимущественно с бедными вкрапленными рудами. Ряд диагональных разрывных нарушений продолжается в подстилающие вулканиты и контролирует размещение небольших никеленосных интрузивов.

В восточном рудном узле месторождения и рудопроявления также локализованы в нескольких этажах (рис. 3). Рудоносные интрузивы имеют размеры от 100 до 1000 м и более. Многие из них не оконтушены на глубину. С ними связано преимущественно бедное вкрапленное оруденение, прослеженное по падению до глубины 1300–1500 м. Встречаются и залежи богатых руд, но значительно реже, чем в западном рудном узле. Главные рудо локализирующие структуры имеют в основном юго-западную ориентировку, иногда юго-восточную; устойчиво протягиваются по падению.

Наличие глубокозалегающих медно-никелевых руд в этом рудном узле подтверждено сейчас не только проходкой Кольской сверхглубокой скважины [1], но и открытием новых слепых рудных тел, локализованных в тех же благоприятных структурах, но на разных рудных горизонтах.

Достаточно высокая степень насыщенности территории восточного узла рудоносными интрузивами, устойчивое продолжение рудоконтролирующих складчатых и разрывных структур на глубину, наличие слепых рудных тел позволяют благоприятно оценить перспективы выявления новых месторождений и вновь поддержать неоднократно выдвигавшееся ранее предложение о постановке глубокого структурно-поискового бурения в Пильгуйярвинской мульде [2, 4].



Р и с. 3. Строение глубоких частей восточного рудного узла Печенги (поперечный разрез)

1 — сплошные и брекчиевидные руды; 2 — вкрапленные руды в метаперидотитах; 3 — метаперидотиты; 4 — метагаббро; 5 — габбро-диабазы; 6 — туфогенно-осадочные породы продуктивной толщи; 7 — вулканогенные породы III и IV покровов; 8 — тектонические нарушения

Исследования на месторождениях западного и восточного рудных узлов показали устойчивое продолжение рудных столбов на глубину до 500–1000 м. Важно, что при этом сохраняются все основные черты вещественного состава и текстурно-структурные особенности руд, присущие приповерхностным частям месторождений. В залежах богатых эпигенетических руд намечается минералого-геохимическая зональность, благодаря которой создаются предпосылки для прогноза развития на глубине руд определенного состава.

Следует иметь также в виду, что в Печенгском никеленосном районе кроме верхнего структурного яруса есть еще и средний, тоже никеленосный, в котором благодаря проходке Кольской сверхглубокой скважины встречены тела измененных ультрамафитов с рассеянной медно-никелевой минерализацией, близких по составу и строению некоторым рудоносным массивам соседнего Аллареченского района. Здесь, по-видимому, возможно проявление всего вертикального диапазона никеленосности докембрийских образований региона.

Сульфидные медно-никелевые месторождения и рудопроявления, связанные с базит-гипербазитовым магматизмом Кольского полуострова, локализованы в среднем и верхнем структурно-стратиграфических ярусах докембрия и на их границе. Сопоставление продуктивности никеленосных

магматических комплексов от ранних к более поздним убеждает в том, что перспективы выявления новых медно-никелевых месторождений следует связывать прежде всего с глубокими горизонтами Печенгского рудного поля. К настоящему времени установлено, что в Печенгском рудном поле главные рудоконтролирующие структурные факторы и интенсивность развития массивов базит-гипербазитов практически не изменяются до глубины 1,5–1,8 км. Поэтому до глубины 2–2,5 км можно прогнозировать наличие медно-никелевых руд. Для уточнения структуры и выяснения перспектив перекрытой диабазами части рудного поля совершенно необходима проходка нескольких параметрических скважин глубиной до 4–5 км.

Наиболее интересными для расслоенных межформационных массивов представляются участки сочленения массивов Федоровской и Панских тундр и Мончегорского плутона с Мончетундровским массивом. В первом из них уже известны богатые эпигенетические руды (Ластьявр).

В районах гнейсового обрамления Печенгско-Варзугской зоны требуется продолжить изучение глубоких горизонтов современными геофизическими методами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Генкин А.Д., Горбунов Г.И., Казанский В.И. и др. Рудная минерализация // Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984. С. 178–197.
2. Горбунов Г.И. Главнейшие итоги исследования геологии и полезных ископаемых Кольского полуострова за 60 лет и перспективы расширения минерально-сырьевой базы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983, № 5. С. 46–59.
3. Горбунов Г.И., Астафьев Ю.А., Бартенев И.С. и др. Структуры медно-никелевых рудных полей и месторождений Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978. 160 с.
4. Горбунов Г.И., Гончаров Ю.В., Астафьев Ю.А. Геологическая позиция и направление поисков медно-никелевых месторождений в Печенгском рудном поле // Геология руд. месторождений. 1977. № 3. С. 19–25.
5. Загородный В.Г. Основные черты геологии докембрия Кольского полуострова // Вулканы раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. С. 5–24.
6. Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1983. 94 с.
7. Козлов Е.К. Естественные ряды никеленосных интрузий и их металлогения. Л.: Наука, 1973. 287 с.
8. Лобач-Жученко С.Б., Кратц К.О., Герлинг Э.К. и др. Геохронологические рубежи и геохронологическая эволюция Балтийского щита. Л.: Наука, 1972. 193 с.
9. Пушкирев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И. Геохронометрические реперы докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978. 136 с.
10. Тельнов В.А. Особенности локализации медно-никелевых руд в расслоенных базит-гипербазитовых интрузивах Печенгско-Варзугской зоны // Новые данные по месторождениям никеля Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1985. С. 64–72.
11. Яковлев Ю.Н., Яковлева А.К., Нерадовский Ю.Н. и др. Минералогия сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. Л.: Наука, 1981. 352 с.

В.Н. УШАКОВ

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ГЛУБИННОСТЬ ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

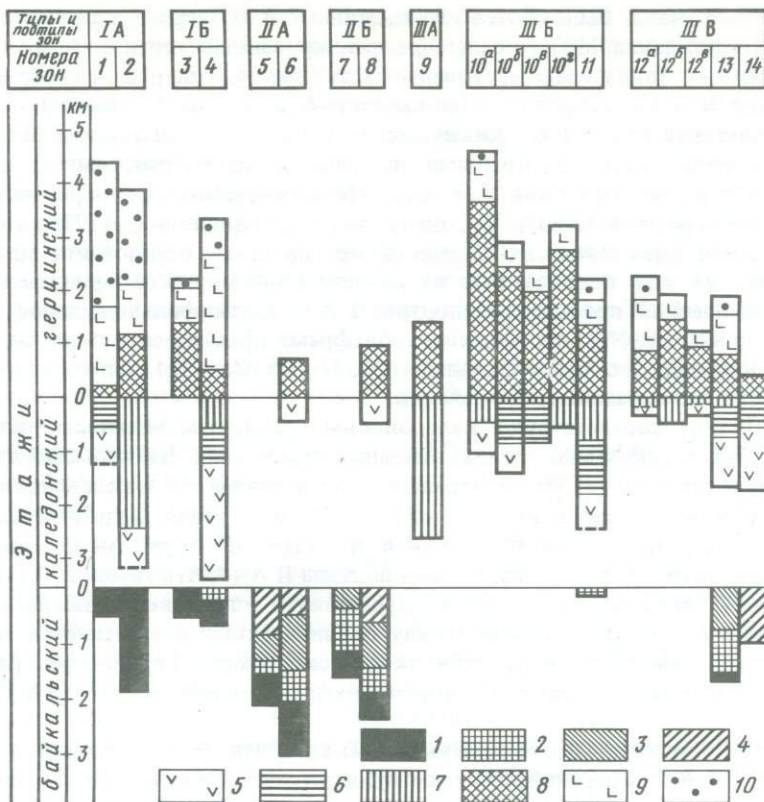
Западный Узбекистан — фрагмент Южного Тянь-Шаня, который мы рассматриваем как полициклическую геосинклинально-складчатую систему с байкальским, каледонским и герцинским самостоятельными циклами развития, заложенную в позднем докембрии на раздробленной коре континентального типа. Главная тенденция тектонических процессов разных этапов — унаследованность развития отдельных блоков, связанная с гетерогенностью и разной степенью переработки добайкальского фундамента [1, 3, 4]. Об этом свидетельствуют высокая степень дифференциации вулканогенных формаций комплекса основания, контрастный, нередко щелочной, магматизм разных этапов, редуцированное проявление офиолитовых ассоциаций, сокращенные разрезы, латеральная изменчивость вулканогенных и гранитоидных комплексов [2, 5, 8, 10].

Возобновление геосинклинальных условий приводило к расчленению региона на линейные зоны с различной тенденцией развития. В подвижных структурах эвгеосинклинального типа возобновлялись рифтогенные расколы [4, 8], сопровождающиеся базальтовым магматизмом повышенной щелочности и последующим накоплением основных граувакковых, а в позднегеосинклинальную стадию — островодужных андезито-базальтовых формаций [10]. Миогеосинклинальные блоки байкалид служили основой каледонских срединных массивов либо вовлекались в геосинклинальное развитие с образованием кислых и аркозовых граувакк, флишево-флишидных формаций. Каледонский цикл остался незавершенным и практически не содержит орогенных формаций, хотя разрыв толщ, подстилающих образования герцинского этажа, достигает 4,5 км [2].

В герцинском цикле в условиях нарастающей дифференциации территория расчленяется на карбонатные и вулканогенно-флишидно-молассоидные прогибы. В орогенный этап формируются молассовые прогибы, гранитоидные и зональные метаморфические комплексы.

Типизация металлогенических зон. Имеющиеся схемы тектонического и металлогенического районирования Западного Узбекистана основаны на выделении продольных структурно-формационных зон, различающихся главным образом строением разреза и возрастом складчатых структур, и поперечных секторов — по интенсивности проявления гранитоидного магматизма и связанного с ним оруденения. Приняв выделенные структурно-формационные (структурно-металлогенические) зоны за наиболее крупные единицы, перейдем к рассмотрению составляющих их металлогенических зон (МЗ) — более мелких единиц, которые различаются в зависимости от набора геологических формаций на определенных этапах и стадиях развития фаціальными особенностями и мощностями (рис. 1).

Типизация МЗ и анализ связи промышленного вольфрамового оруде-



Формационные колонки для различных типов металлогенических зон

I — байкальские эвгеосинклинали: IA — магматизм слабо-дифференцированный, IB — дифференцированный; II — байкальские миогеосинклинали: IIA — прогибы, IIB — поднятия; III — каледонские: IIIA — миогеосинклинали—эвгеосинклинали; IIIB — прогибы, IIIB — поднятия

1–10 — структурно-формационные комплексы этажей: 1–4 — байкальского: 1 — метасланцевый базальт-андезит-базальтовый (R), 2 — углеродистый карбонатно-кремнистый (V), 3 — кварцевый метатерригенный (V—E), 4 — шпировый (E—O); 5–7 — каледонского: 5 — вулканогенно-граувакковый (O), 6 — флишевый (S₁), 7 — вулканогенно-флишеидный (S₂); 8–10 — герцинского: 8 — карбонатный (D), 9 — вулканогенный флишеидно-молассоидный (C_{1–2}), 10 — молассовый (C_{2–3})

1 — Северо-Букантауская, 2 — Северо-Нуратинская, 3 — Кокпатаасская, 4 — Северо-Тамдытауская, 5 — Алтынтауская, 6 — Ауминзатауская, 7 — Восточно-Букантауская, 8 — Южно-Тамдытауская, 9 — Китармайская, 10 — Южно-Зеравшанская: сектора — 10^а — Кульджуктауский, 10^б — Южно-Зирабулакский, 10^в — Южно-Каратюбинский, 10^г — Кашкадарьинский; 11 — Кошрабадская; 12 — Северо-Зеравшанская: сектора — 12^а — Северо-Зирабулакский, 12^б — Северо-Каратюбинский, 12^в — Чакылкалянский; 13 — Актау-Нуратинская, 14 — Каратауская

нения с определенными типами структур позволили выделить три типа и семь подтипов таких зон.

МЗ I типа развиты на байкальских структурах с эвгеосинклинальным режимом развития (см.рис. 1). Главные их особенности — преимущественно базальтовый вулканизм и ультраосновной магматизм на протяжении всей истории развития, существенно натриевый гранитоидный магматизм

герцинского этапа. Выделяются два подтипа: I А (Северо-Букантауская и Северо-Нуратинская МЗ) — с недифференцированным геосинклинальным магматизмом (океаническая толеит-базальтовая и гипербазит-габбровая формации R и C₂, островодужная андезит-базальтовая S₂, щелочно-оливин-базальтовая C₂) и I Б (Кокпатасская и Северо-Тамдытауская МЗ) — с дифференцированными кислыми—щелочными магматическими формациями (базальт-андезитовой R и C₂, перидотит-габбро-плагиогранитовой R, трахибазальтовой E—O и C₂, щелочно-ультраосновной C₂). Подобные соотношения магматических формаций предполагают образование металлогенических зон подтипа I А на сиалическо-фемическом фундаменте.

Геохимический профиль зон подтипа I А — халькофильно-сидерофильный (Cu, Mo, Fe, Ni), в отношении вольфрама практически стерильный; I Б — сидерофильно-халькофильный (Cu, Ni, Pb, Zn, Hg) при отсутствии собственно вольфрамовых проявлений.

МЗ II типа соответствуют каледонским срединным массивам, развитым на байкальских миогеосинклинальных структурах. Байкальский этап представлен полным набором формационных комплексов, а каледонский и герцинский — редуцированы (см. рис. 1). Широко развиты гранитоидные массивы натриево-калиевого профиля и зональные термальные купола [4]. Выделяются два подтипа. В зонах подтипа II А (Алтынтауской, Ауминзатауской) байкальский вулканизм представлен толеитовыми базальтами, по химизму промежуточными между океаническими и континентальными. Широко распространены субвулканические фации. Герцинский гранитоидный магматизм отличается нормальным петрохимическим профилем [5].

МЗ II Б подтипа (Восточно-Букантауская, Южно-Тамдытауская) отличаются от II А дифференцированным вулканизмом. Базальты менее развиты и имеют повышенную калиевость. В краевых частях Восточно-Букантауской зоны в раннегерцинских прогибах формируются контрастные базальт-липаритовые серии. Для герцинского цикла характерно обилие сложнодифференцированных даек среднекислого и основного составов повышенной щелочности [5].

В целом МЗ II А подтипа реконструируются в качестве интрагеосинклинальных прогибов, II Б соответствуют поднятиям, развитым на существенно сиалическом кристаллическом фундаменте.

В металлическом отношении МЗ II типа имеют существенно вольфрамовую специализацию (Cu, Mo, Hg). Вольфрам присутствует практически во всех рудных формациях и достигает промышленных содержаний в МЗ подтипа II Б. Наиболее ранние концентрации вольфрама стратиформного кварцитового типа связаны с углеродисто-карбонатно-кремнистой формацией (Каскыртау), которая рассматривается в качестве одного из источников вольфрама в герцинских месторождениях [4 и др.]. В герцинский этап в ранне- и собственно-орогенную стадии на фоне развития термальных куполов и гранитоидного магматизма формируются в зонах подтипа II А—грейзеновые проявления, в зонах подтипа II Б штокверковые гумбеитовые вольфрамовые месторождения, в тех и других — скарново-скарноидные.

МЗ III типа развиты на каледонском основании. В них широко проявлены геосинклинальные граувакковые и флишиодные комплексы и ороген-

ный гранитоидный магматизм. Они разделяются на три подтипа. Зона подтипа III А (Китармайская) эвгеосинклинального (рифтогенного) режима развития с распространением щелочно-оливин-базальтовой и перидотитовой формаций S_2 . МЗ подтипов III Б и III В соответствуют каледонским миогеосинклиналям, первые — интрагеосинклинальным прогибам, вторые — поднятиям.

Для поднятий (Актау-Нуратинская, Каратауская, Северо-Зеравшанская, Малгузарская зоны) характерны: резко сокращенная мощность формаций позднегеосинклинальных стадий каледонского и карбонатных формаций герцинского циклов (см. рис. 1); наличие в ядерных частях зон выступов байкалит (Актау-Нуратинская, Каратауская); преобладающий кислый геосинклинальный вулканизм O_3-S_1 и C_1 ; более однородный и кислый состав герцинского гранитоидного магматизма. Вулканогенные и интрузивные зоны прогибов (Кошрабадской, Южно-Зеравшанской) имеют более основной характер.

Металлогеническая специализация МЗ III типа изменяется от литофильно-сидерофильно-халькофильной в Китармайской зоне (Cu, Mo, Sn) к литофильно-халькофильной в зонах подтипа III Б (Sn, W, Hg) и существенно литофильной в зонах подтипа III В (W, Sn, Bi). Вольфрамоносность соответственно возрастает к зонам подтипа III В, где достигает промышленного уровня. Рудноформационный профиль этих зон определяется скарново-шеелитовыми месторождениями (Ингичке, Койташ и др.), грейзеновыми и грейзенобрезитовыми рудопроявлениями. По некоторым данным, кислые вулканогенные породы S_1 и C_1 в пределах зон подтипа III В (Северо-Зеравшанской) содержат повышенные концентрации вольфрама.

Таким образом, намечаются два основных подтипа металлогенических зон (II Б и III В), содержащих промышленное вольфрамовое оруденение.

Зональность вольфрамоворудных узлов. Вольфрамовое оруденение Западного Узбекистана связано с герцинским магматизмом и метаморфизмом. Более 90% проявлений приурочено к гранитоидным ареалам и метаморфическим куполам. Повышенные экстенсивность и интенсивность оруденения сосредоточены в блоках, которые мы рассматриваем как рудные узлы (РУ). Рассмотрим характерные их особенности в зависимости от степени эрозионного среза.

Из МЗ II типа наиболее эродированы Алтынтауский и Сарытауский узлы, менее эродированы Ауминзынский и Мурунтауский. В строении первых участвуют нижние ярусы байкальского этажа, для которых отмечается сингенетичная вольфрамовая минерализация. Широко и разнообразно представлен гранитоидный магматизм. По геофизическим данным на глубине 2—4 км здесь предполагается наличие крупного лакколита, подстилающего практически всю территорию Южного Букантау. Помимо позднеорогенных рудогенерирующих магматических формаций (гранодиорит-адамелит-гранитовой и двуслюдяных гранитов), развиты раннеорогенные мигматит-гранитовая и сиенит-диоритовая [4, 5]. Особенно многочисленны дайковые образования, слагающие как протяженные пояса, так и зональные комплексы с "антидромным" размещением в надынтрузивной зоне. Метаморфические купола совмещаются с гранитоидными ареалами. В структурном отношении ярко проявлены покровная тектоника и осложнения пликативных структур — изгибы в разрезе и плане, поперечная складчатость.

В строении менее эродированных РУ возрастает роль орогенных — пасто-рогенных комплексов байкальского этажа. Гранитоидные тела менее распространены или отсутствуют (Мурунтауский РУ). Интенсивность развития дайковых образований значительно уступает эродированным блокам, причем резко преобладает линейное их распределение в виде поясов; зональный комплекс отмечается только на Мурунтау.

Качественные и количественные соотношения рудных формаций и геохимическая специализация различно эродированных блоков увязываются с их геолого-структурными особенностями. В более эродированных блоках широко развиты редкометальные пегматиты и грейзены в сочетании со скарноидами и магнезиальными скарнами (Алтынтау, Турбай) с геохимической спецификой на олово и молибден. В менее эродированных блоках преобладают березито-аргиллизитовые рудно-формационные типы с попутным вольфрамом, а также проявлениями ртути. Скарново-скарноидный тип вольфрамовых месторождений развит слабо.

Для РУ, приуроченных к МЗ подтипа III В, структурно-тектонические особенности эродированных блоков (Каратюбинский, Фазыльманский, Ингичкинский) характеризуются интенсивной пликативной дислоцированностью, развитием опрокинутых складок, надвигов и зон смятия. Гранитоидный магматизм представлен крупными согласными интрузивами простой морфологии, сопровождающимися субсогласными пологими апофизами (Каратюбе). В обрамлении аллохтонных массивов широко проявлены гранито-гнейсовые купола, а вертикальный размах контактового метаморфизма достигает 1–1,5 км (Ингичке, Каратюбе) при наличии внутренней пироксен-роговиковой фации шириной до 50 м. Интенсивный прогрев вмещающих пород и преобладание пластических деформаций способствовали образованию протяженных контактовых залежей (Ингичке) либо широких полей развития межпластовых скарнов в ближайшем экзоконтакте (Каратюбе).

В менее эродированных РУ (Яхтонский) широко проявлены крутопадающие взбросо- и сбросо-сдвиги. Интрузивы небольших размеров с вертикальным диапазоном термальных полей 300–600 м резко дискордантны, со сложной морфологией кровли и обилием разноориентированных апофиз. Вмещающие терригенно-карбонатные формации сильно дислоцированы, что обусловило широкое развитие скарнов сложного типа даже в непосредственной близости от контакта. В узлах сочленения разломов возникают штокверки (Яхтон, Чаштепе); межпластовые и комбинированные тела также контролируются разрывной тектоникой (Койташ) [6, 7].

В наименее эродированных блоках (Мальгузарский) вдоль крупных пограничных шовных структур [3] внедрялись маломощные непротяженные апофизы — языки интрузивов, залегающих на глубинах не менее 0,5–1 км. На этом уровне скарновые месторождения сменяются секущими грейзено-березитовыми.

Общая тенденция металлогенической зональности РУ заключается в том, что по мере уменьшения эрозионного среза уменьшается интенсивность редкометального и оловянного оруденения и увеличивается роль сульфидной минерализации.

В наиболее эродированных узлах в скарнах вольфрамовых месторождений касситерит и молибденит практически отсутствуют (Каратюбе, Ингич-

ке). С уменьшением уровня эрозионного среза возрастает роль минералов меди, молибдена, иногда полиметаллов [6]. Для наименее эродированных блоков большое значение приобретает сульфидная полиметаллическая ассоциация.

Несколько слов об интенсивности и характере распределения вольфрамового оруденения. В наиболее эродированных блоках оно проявлено относительно слабо. Контактные скарны здесь вскрыты в своих корневых частях, о чем косвенно свидетельствует повышенная глиноземистость скарновых минералов. Большой объем измененных гранитов эндоконтакта и скарноидов экзоконтакта имеет своим следствием широкое развитие геохимических ореолов вольфрама, т.е. сопровождается его рассеянием (Каратюбе).

Менее эродированные блоки (Ингичке) отличаются слабым развитием ореолов вольфрама в гранитах и породах рамы.

Слабо эродированные блоки (Койташ) отличаются невыдержанным распределением оруденения. Наряду с богатыми участками значительная масса скарновых тел не содержит промышленного оруденения. В экзоконтакте ореолы вольфрама многочисленны, а в гранитоидах практически отсутствуют, за исключением локальных зон грейзенизации.

Зональность и глубинность вольфраморудных полей. Общая позиция вольфрамовых месторождений в рудных узлах МЗ подтипа II Б — места сочленения продольных зон повышенной проницаемости с поперечными поднятиями и разломами в эндо-экзоконтакте слабо эродированных гранитоидных интрузивов. Наиболее типичный пример — Турбай-Сарытауская зона протяженностью 30 км, трассируемая в различной степени эродированными массивами, штоками — апофизами единого крупного интрузивного тела. К этой зоне приурочены два месторождения и ряд рудопроявлений вольфрама.

Нижний продуктивный ярус представлен линейным штокверком кварц-биотит-калиевополевошпатовых жил (внутренней фации гумбеитов) в сочетании с интенсивно преобразованными порфировидными гранодиоритами и многоярусными скарноидными залежами по карбонатсодержащим метазффузивам. Локально проявлены апотерригенные грейзены кварц-мусковит-флюоритового состава. Вертикальный размах оруденения: 300 м в сторону эндоконтакта, 50–150 м — в сторону экзоконтакта (в ореоле амфибол-роговиковой фации). Вольфрамовое оруденение относительно равномерное, с молибденом и оловом, с локальным обогащением при совмещении штокверкового и скарнового типов. Более эродированные массивы (Турбайский с эрозионным срезом более 500 м) характеризуются однородным строением и резким уменьшением интенсивности развития кварцевых прожилков и степени преобразования гранитоидов. Пржилки слабо оловоносны и вольфрамоносны, экзоконтактные скарноиды имеют незначительные концентрации молибдена.

На удалении 300–500 м от гранитоидного массива в ореоле биотит-роговиковой фации в узлах сочленения разломов и крутого залегания вмещающих пород локализуется сложный штокверк кварц-карбонат-калиевополевошпатовых жил (внешние фации гумбеитов) с трубообразным распределением комплексного оруденения. Скарноиды развиты в подчиненном количестве, значительно проявлены березиты.

В наиболее удаленной от интрузива (вне зоны ороговикования) части пояса повышенной проницаемости развита система кварц-альбит-карбонатных прожилков с оторочками березитизированных пород и мышьяково-полиметаллической минерализацией.

Рассмотренные четыре позиции, вероятно, характеризуют зональность единой гидротермальной колонны и, по терминологии П.Ф. Иванкина, соответствуют ее корневой, прикорневой, прифронтальной и фронтальной частям. Геохимическая специализация метасоматитов в общих чертах подчеркивает эту зональность. От внутриинтрузивной зоны по вертикали отмечается смена ассоциаций: W, Sn, Mo—W, Mo—Bi, Bi(W, Mo)—As, W. Оптимальный уровень отложения вольфрама соответствует прикорневой, а оптимальный уровень полиметаллов — прифронтальной зоне. Общий вертикальный диапазон гидротермальной колонны на примере Турбай-Сарытауской зоны составляет примерно 1,5 км. Для верхних ярусов в условиях совмещения пояса повышенной проницаемости с узлом пересечения крупных разломов эта цифра может удвоиться.

О конкретных глубинах формирования вольфрамового оруденения данных еще недостаточно. Об относительно малых глубинах свидетельствуют андалузит-силлиманитовый тип метаморфизма низких давлений [9] и широкое развитие порфировых и особенно сферолитовых структур в дайках среднекислотного состава.

Основная позиция вольфрамовых месторождений МЗ подтипа III В — область контакта с карбонатсодержащими формациями, сообщающаяся с корневой частью массива проницаемыми структурами. Корни плутонов, насколько известно, являются одним из важнейших факторов, регулирующих интенсивность рудоотложения и основные черты зональности. Другая важная особенность размещения вольфрамовых месторождений — их приуроченность к бортовым частям герцинских вулканогенно-терригенных прогибов. Главные черты зональности месторождений данного подтипа (Ингичке, Яхтон) заключаются в возрастании роли инфильтрационных процессов с удалением от корневых частей интрузива. Контактные биметасоматические известково-скарновые тела при этом сменяются инфильтрационными, секущими и межпластовыми, т.е. в целом повторяют в миниатюре общие тенденции, описанные при сравнении рудных узлов.

Наиболее резко это выражено для магнезиально-скарновых образований, корневые зоны которых сложены приконтактными телами, а фронтальные — типичными штокверками. Изменения в вещественном составе скарновых тел выражаются, как правило, в уменьшении роли граната и железистости пироксена (Яхтон), а в некоторых случаях в проявлении более низкотемпературной скарновой ассоциации (Ингичке) или возрастании сульфидности скарнов (Чаштепе) и других признаках [6, 7].

Сопряженные со скарнами грейзены слагают секущие зоны и штокверки в прикорневых частях интрузива, примыкающих к наиболее богатому скарново-рудным телам (Ингичке, Койташ, Яхтон). На периферии по мере удаления от корневой части грейзеновые зоны сменяются березитами.

Следует подчеркнуть, что общая зональность может осложняться в зависимости от формационной принадлежности и петрохимических особенностей гранитоидов и околорудных метасоматитов. В частности, для диорит-гранодиоритовых серий (Яхтон) эта зональность выражена рядом

Mo—W—Cu, для адамеллит-гранитовых (Ингичке) — Sn—W—Cu—Pb—Zn—Sb. Сходные ряды зональности характерны для многих вольфрамоносных провинций.

Общий вертикальный диапазон распространения рудно-магматической колонны для металлогенических зон подтипа III В реконструируется нами по сопоставлению двух соседних вольфрамоносных интрузивов — Каратюбинского и Авгайджуманского, которые разделены Гиссаро-Чимкентским разломом с вертикальной амплитудой 2 км. Каратюбинский лакколлит представлен нижней частью, глубина его подошвы по геолого-геофизическим данным оценивается до 1 км, Авгайджуманский только начинает вскрываться эрозией. С учетом разницы гипсометрических отметок этих интрузивов в 1 км получаем "мощность" лакколита порядка 4 км.

Глубина формирования верхней кромки большинства массивов соответствует верхней части волластонитовой фации глубинности, в Яхтонском узле — до периклазовой [7]. Геолого-структурная реконструкция глубин застывания кровли вольфрамоносных массивов дает цифры от 0,8 (Койташ) до 1,5 км (Ингичке) при эрозионных срезах соответственно 1 и 2 км.

Таким образом, общая глубина распространения гидротермально-магматической колонны составляет 1—5 км от палеоповерхности. Вертикальный диапазон развития скарново-рудных тел превышает 1300 м, что позволяет оценить оптимальный уровень рудоотложения в интервале 2—3,5 км от палеоповерхности.

Западный Узбекистан — сложная линейно-мозаичная система блоков, развитых на гетерогенном фундаменте — от существенно фемического до сиалического. С этим связано разнообразие формационных и геохимических типов вольфрамового оруденения.

Первостепенное значение для вольфрамоносности отдельных металлогенических зон представляет тектонический режим миогеосинклиналей и срединных массивов.

Оптимальным условиям концентрации вольфрама соответствует сочетание структур, обеспечивающих связь источников рудного вещества, энергии, растворов с областью рудоотложения — карбонатсодержащими формациями — это корневые части гранитоидных плутонов, крутопадающие продольные и поперечные зоны повышенной проницаемости, пологие герцинские структуры (наложенные прогибы, синформы) зоны смятия.

Вертикальный диапазон рудной колонны для металлогенических зон каледонских миогеосинклиналей оценивается в 1—5 км от палеоповерхности; уровень оптимальных условий рудоотложения при этом составляет 2—3,5 км. Для зон срединных массивов эти цифры будут несколько выше.

Своеобразие морфогенетических и минералого-геохимических особенностей вольфраморудных узлов разной глубинности и уровня эрозионного среза определяет индивидуальность подхода к выбору прогнозно-оценочного комплекса признаков и индикаторов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белькова Л.Н., Огнев В.И. Докембрий Южного Тянь-Шаня и Кызылкумов. М.: Недра, 1972. 132 с.
2. Бухарин А.К., Гарьковец В.Г. Структурно-формационное районирование и некото-

- рые проблемные вопросы геологии докембрийских образований Узбекистана // Вопросы региональной геологии западной части Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1981. С. 72–98.
3. Волочков К.Л., Гаврилин Р.Д., Инфантопуло Т.Н. Типы палеозойских структур Южного Тянь-Шаня, их магматизм и металлогеническая характеристика. М.: Наука, 1973. 127 с.
4. Гарьковец В.Г., Мушкин И.В., Титова А.П. и др. Основные черты металлогении Узбекистана. Ташкент: Фан, 1979. 272 с.
5. Изов Э.П., Юдаевич З.А., Пономарева А.П. Формационный анализ гранитоидных комплексов Западного Узбекистана. М.: Наука, 1975. 518 с.
6. Кучукова М.С., Исмаилов М.И., Джамалетдинов Н.К. Скарново-редкометалльные и пегматитовые формации Западного Узбекистана. Ташкент: Фан, 1971. 274 с.
7. Ушаков В.Н. Глубинный прогноз скарново-шеллитового оруденения. Ташкент: Фан, 1980. 122 с.
8. Ушаков В.Н., Егоров А.И. Некоторые особенности палеозойского вулканизма Зарафшано-Алайской зоны: (Западный Узбекистан) // Эволюция вулканизма Узбекистана. Ташкент: Фан, 1979. С. 15–27.
9. Хорева Б.Я., Блюман Б.А. Полиметаморфические комплексы докембрия фундамента палеозойских и мезозойских складчатых областей Средней Азии. Л.: Недра, 1974. 216 с.
10. Шпетова Л.В., Ушаков В.Н. Палеозойский щелочно-базальтовый вулканизм запада Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1981. 150 с.

УДК 553.043:553.062/067 (575.1)

И.М. ГОЛОВАНОВ, М.А. КАЖИХИН, Е.З. МЕЩАНИНОВ,
Е.И. НИКОЛАЕВА, А.Л. ОГАРКОВ, С.О. БОРИСОВ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В АЛМАЛЫКСКОМ РАЙОНЕ И ЕГО ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Многолетний опыт комплексного изучения Алмалыкского района геологами многих научно-исследовательских и производственных организаций позволил установить основные закономерности формирования и размещения месторождений и проявлений различных формаций. В их числе меднопорфировая, свинцово-цинково-скарновая, колчеданно-полиметаллическая, полиметаллическая, редкометалльно-кварцевая и др.

Район относится к территориям, где возможность выявления месторождений, выходящих на поверхность, практически уже исчерпана. Детальными геологическими съемками охвачена значительная часть площади района, в том числе все рудные поля; выполнены обширные геофизические работы. Проведены геохимические съемки по вторичным и первичным ореолам на всей площади района. Разведочные горные и буровые и эксплуатационные работы дали надежную информацию о строении и объемной зональности месторождений. Этот разносторонний фактический материал привлекался и дополнялся при проведении многочисленных тематических научно-исследовательских работ разнообразного профиля — тектонического, геологоструктурного, петрографического, геофизического, минералогического, геохимического [1, 3, 4, 6, 8].

Геологическое строение Алмалыкского района отличается разнообразием слагающих его осадочных, метаморфических, вулканогенных и интрузивных пород, широким развитием разрывной тектоники, создавшей клавно-блоковое строение, и интенсивным проявлением разнообразных метасоматических и рудных процессов.

Осадочные, вулканогенные и преобладающие интрузивные образования составляют в разрезе три структурных этажа и пять структурных ярусов.

Нижний ордовик-силурийский структурный ярус первого структурного этажа (ордовик — нижний девон) сложен метаморфизованными глинистыми сланцами и песчаниками, а верхний нижнедевонский ярус — андезитовыми порфиритами и их туфами, алевролитами, гравелитами, кварцевыми порфирами и их туфами, андезито-дацитовыми порфирами и их туфами (липарит-андезитовая формация). Они прорваны каледонским магматическим комплексом пород — габбро, монцонито-диоритов, плагиогранитов, гранитов, аляскитов и малых интрузий гранодиоритов.

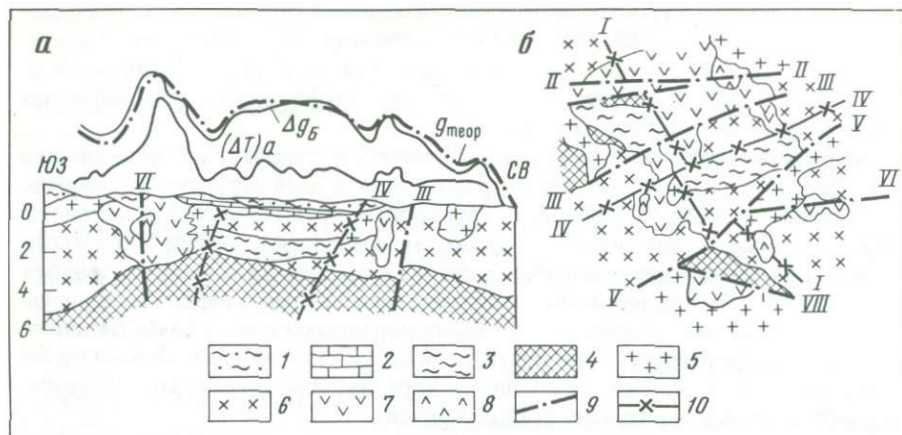
В нижний среднедевонский—нижнекарбонный структурный ярус второго структурного этажа (средний девон — верхний карбон) отнесена песчано-карбонатная толща терригенно-карбонатной формации (песчаники, известняки, мергели, доломиты), в которой преобладающими породами являются известняки и доломиты. Верхний структурный ярус (средний — верхний карбон), венчающий второй этаж, сложен осадочно-вулканогенной толщей верхнего палеозоя. Здесь выделяются свиты: минбулакская (мергелистые известняки, углистые сланцы, песчаники, андезитовые порфириты и их туфы); акчинская (андезито-базальтовые порфириты и андезито-дацитовые порфириты и их туфы); надакская (песчаники, дацитовые порфиры и их туфы). Наиболее широко распространены порфириты акчинской свиты. Верхнепалеозойские вулканиты объединены в дацит-андезитовую формацию.

Породы третьего мезо-кайнозойского структурного этажа, за исключением лессового покрова, имеют в Алмалыкском районе небольшое распространение и не несут эндогенного оруденения.

В истории геологического развития района проявились каледонский, герцинский и альпийский тектоно-магматический циклы, из которых наиболее ярко и продуктивно (по набору рудных формаций) выражен герцинский цикл магматизма.

Герцинский магматизм представлен комплексом гомодромного развития: диориты (габбро-диориты)—монцониты—кварцевые монцониты. Краевые части и штокообразные выступы интрузивов кварцевых монцонитов имеют порфировую структуру. Герцинский цикл магматизма завершается многочисленными дайковыми образованиями (диоритовые и сиенито-диоритовые порфириты, граносиенит-гранодиорит-порфиры, фельзит-порфиры, лампрофиры).

Осадочные и стратифицированные вулканогенные породы развиты на незначительной площади, что затрудняет задачу реставрации складчатой структуры района и выявления особенностей ее развития. Региональными разломами — Карабулакским, Бургундинским, Мисканским, Колбулакским, Баштавакским, Железным, имеющими в основном субширотное или север-восток-восточное простирание, Алмалыкский район разбит на систему крупных тектонических блоков, которые отличаются специ-



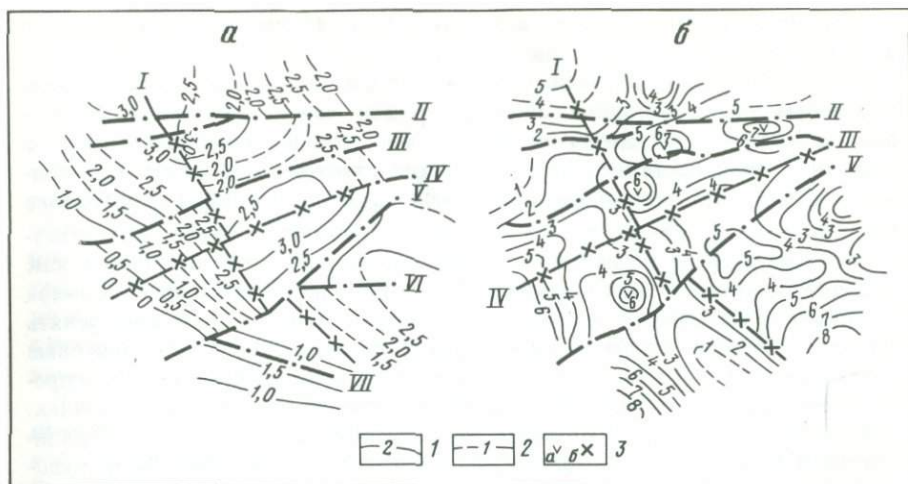
Р и с. 1. Геолого-геофизический разрез (а) и срез (б) объемной модели на уровне 2 км от усредненного рельефа дневной поверхности

1 — вулканогенно-осадочные породы среднего карбона; 2 — карбонатные породы девона—карбона; 3 — ордовик-силурийские сланцы; 4 — дорифейское кристаллическое основание; 5 — граниты; 6 — гранодиориты; 7 — диориты; 8 — габброиды; 9 — разломы, выделенные по геологическим данным; 10 — разломы, выделенные по геофизическим данным, римские цифры — разломы: I — Алмалыкский, II — Карабулакский, III — Бургундинский, IV — Центральный, V — Мисканский, VI — Колбулакский, VII — Баштавакский

фикой геологического строения в зависимости от глубины эрозионного среза и характера слагающих их пород. Видную роль в создании общего структурного облика западной части площади района играют три крупных разлома близ широтного и северо-восточного простираний. Два из них (Бургундинский и Мисканский) делят эту часть площади на три блока с принципиально различным геологическим строением. В Центральном, наиболее опущенном блоке преимущественно развиты толщи каменноугольного возраста; в Южном, наиболее приподнятом и глубоко эродированном, — древние породы ордовик-силурийского возраста, прорванные крупными массивами гранитоидов; в Северном блоке примерно в равных количествах развиты монзониты алмалыкского интрузивного комплекса (C_2), карбонатные и вулканогенные образования верхнего девона—среднего карбона.

В Алмалыкском районе многими исследователями выделяются два крупных скрытых разлома фундамента: Алмалыкский и Саукбулакский, с которыми связаны главные рудные проявления района.

Основные меднопорфировые и полиметаллические месторождения района размещаются в Алмалыкской зоне скрытого разлома фундамента, имеющего северо-западное простирание. Для нее характерны: гидротермальные изменения и повышенная трещиноватость пород, находящие отражение в гравитационных и магнитных полях; наличие первичных и вторичных ореолов рассеяния различных элементов и аномалий вызванной поляризации. Наиболее важной особенностью является локализация в местах пересечения этой зоны с разломами субширотного простирания наибольших интрузивов кварцевых монзонит-порфиров. По данным А.Т. Рахубенкова и И.Г. Голованова [11], данный разлом четко фиксируется прожил-



Р и с. 2. Схемы рельефа подошвы ордовик-силурийских сланцев (а) и кровли дорифейского кристаллического основания (б)

1, 2 — изогипсы прослеживания (в км): 1 — уверенного, 2 — неуверенного; 3 — каналы внедрения интрузий: а — диоритовых, б — гранодиоритовых; римские цифры — разломы см. рис. 1

ками ангидрита и гипса, которые маркируют сульфатную зону. Эта зона, отмечающаяся на месторождениях Кальмакыр, Дальнее, Кульчулак, Каульды, трассирует положение скрытого разлома фундамента и может служить надежным поисковым критерием на скрытые сульфидные месторождения. Частичным источником серы, мобилизуемой гидротермальными процессами, могут служить пласты и линзы осадочного ангидрита, которые залегают в толще карбонатных пород. Вполне вероятно, кроме того, глубинное происхождение сульфатной и сульфидной серы из рудоносных флюидов магматического происхождения.

Саукбулакский разлом характеризуется приуроченностью к нему меднопорфирового месторождения Сарычеку и многочисленных мелких рудных проявлений свинца, цинка и меди.

В результате проведенных геолого-геофизических исследований составлена с применением ЭВМ объемная модель глубинного строения Алмалыкского района до глубин 5–8 км (рис. 1, 2), для которой характерно следующее: 1) комплексные трехмерные геолого-геофизические модели глубинного строения вдоль семи взаимоувязанных профилей; 2) карта рельефа дорифейского кристаллического фундамента с элементами морфологии интрузивных массивов; 3) схема рельефа подошвы ордовик-силурийских сланцев; 4) схема среза модели глубинного строения на уровне 2 км от усредненного рельефа дневной поверхности.

Верхняя часть земной коры в пределах района сложена дорифейским кристаллическим основанием высокометаморфизованных пород ($\sigma = 2,75 \pm 0,02 \text{ г/см}^3$), прорванным и перекрытым кислыми и основными интрузивами с ксеноблоками габброидов на глубине, а в приповерхностной зоне с блок-останцами карбонатных пород девона и карбона.

Верхняя кромка кристаллического фундамента характеризуется значительными вариациями глубин. В очаговых участках внедрения интрузий

его поверхность прослеживается до глубины 8–10 км, в зонах пассивных взаимоотношений — до глубины 2–3 км.

Моделированием глубинного строения с учетом распределения магнитных аномалий и плотностных свойств пород произведено разделение интрузий по составу. Разрешающая способность метода позволила выделить гранитные (плотность $2,61 \text{ г/см}^3$), гранодиоритовые ($2,67 \text{ г/см}^3$), диоритовые ($2,75 \text{ г/см}^3$) и габброидные ($2,95 \text{ г/см}^3$) интрузии. Вертикальные мощности интрузивных тел значительны. Нижние границы их соответствуют рельефу фундамента. По морфологии интрузии определены как этмолитоподобные. Исключение составляют незначительного размера ксеноблоки габброидов неправильной формы. В районе намечено девять магмоподводящих каналов; пять из них диоритовые, три гранодиоритовые и один смешанный гранит-гранодиоритовый. Смешанный характер внедрения, вероятно, в большей или меньшей степени проявлен во всех каналах. Каналы внедрения диоритовых интрузий расположены в пределах меридиональной структуры, соответствующей Кургашинокан-Сарцобской рудо-контролирующей зоне.

В Центральном и Южном блоках на глубинах 2–3 км смещенные фрагменты ордовик-силурийских сланцев мощностью до 1,5 км фиксируют древнюю погребенную грабен-синклинальную структуру северо-западного простирания шириной 20–25 км. Значительная часть проявлений медь-молибден и свинец-цинк приурочена к юго-западной бортовой части грабена.

По степени значимости, контролю интрузивной деятельности и рудообразования разрывные нарушения разделены на следующие: 1) прослеживающиеся в пределах всей мощности разреза (на поверхности и в фундаменте), 2) скрытые, т.е. проявленные только в нижней части разреза, 3) контролирующие внедрение интрузий, 4) барьерные, 5) локальные типа зон мегатрещиноватости.

Модельный срез на уровне 2 км от усредненного рельефа дневной поверхности дал возможность получить следующие выводы о строении района на глубинах реально прогнозируемого оруденения: а) поверхность кристаллического фундамента на большей части площади перекрыта интрузивными образованиями; б) фрагменты ордовик-силурийских толщ на глубине сохранены лишь на небольшой части территории в пределах Центрального блока; в) вулканогенно-карбонатные толщи (ксеноблоки) девона-карбона не распространяются на глубины свыше 2 км; г) Алмалыкское и Центральное скрытые тектонические нарушения принимают активное участие в формировании плана глубинного строения.

Важным фактором глубинного прогнозирования является установленная в процессе многолетнего изучения различных месторождений района вертикальная и горизонтальная зональность оруденения. Горизонтальная зональность размещения рудных месторождений Алмалыкского рудного поля в Северном блоке была описана А.В. Королевым и С.Т. Бадаловым. Медно-порфировые месторождения расположены вблизи порфириновых штоков в центре поля, свинцово-цинковые — в карбонатных породах, в краевых частях поля.

В рассматриваемом районе одним из авторов [4] выявлена вертикальная зональность оруденения в структурных ярусах. В ордовик-силурийском

ярусе проявлена кварц-золоторудная и кварц-редкометалльная минерализация. На уровне яруса D_1 и нижней части яруса D_2-C_1 в кислых эффузивах и секущих гранитоидах размещены меднопорфировые месторождения и медноколчеданные рудопроявления. В ярусе D_2-C_1 в скарнированных карбонатных породах находятся свинцово-цинковые месторождения, а в средне-верхнекарбоневом ярусе — жильно-метасоматические месторождения в андезитовых порфиритах. Концентрическая рудно-метасоматическая зональность в большом вертикальном диапазоне проявлена на меднопорфировых месторождениях. Снизу вверх меняются морфологические типы руд: вкрапленный, прожилково-вкрапленный, прожилково-жильный, жильный. Жильная медная и полиметаллическая минерализация представляют собой апикальные и периферические части рудного штока и являются индикатором скрытого оруденения.

От приштоковой внутренней части к внешней происходит смена монокварцевой зоны метасоматоза зоной кварц-калиевошпатовой, фельзитовой с оторочкой в верхах аргиллизитами и мощной зоной пропилитизации. В рудной зональности центральное гематит-магнетитовое ядро к периферии сменяется халькопирит-борнитовыми рудами, халькопирит-пиритовыми с молибденитом в нижних краевых частях, пирит-халькопиритовыми с молибденитом, пирит-халькопиритовыми со свинцом и цинком и пиритовым ореолом. С глубиной увеличивается содержание молибдена, меди и сульфатной серы, уменьшаются отношения концентраций меди к молибдену, пирита к халькопириту.

Весьма отчетливо проявлена вертикальная зональность в Центральном блоке. Глубокими поисково-структурными скважинами в кварцевых порфирах (D_1) обнаружено меднопорфировое оруденение, в перекрывающей кварцевые порфиры карбонатной толще (D_2-C_1) локализуется полиметаллическое оруденение.

Известные в районе меднопорфировые объекты разделяются на два морфогенетических типа.

К первому (изометричному) типу относятся месторождения Алмалыкского рудного поля: Кальмакыр, Дальнее, Балыкты, Карабулак, расположенные в Северном тектоническом блоке. В относительно изотропной среде монзонитоидного массива сформированы эллипсоидной формы меднорудные штоковые тела. Богатая ядерная часть штоковых тел, представленная борнит-халькопиритовыми рудами, погружена в углубления кровли штоков кварцевых монзонит-порфиров, обрамленных сериями протяженных апофиз. Рудогенерирующие порфировые штоки представляют собой выступы установленных геофизическим моделированием этмолипоподобных тел. При небольших размерах порфирового штока и одном углублении в его кровле меднопорфировое оруденение имеет меньшую мощность и единственное внутреннее ядро, контролирующееся совмещением отрицательной структуры с разломом. Для более крупного штока характерны усложнение рельефа его кровли, наличие нескольких углублений, каждому из которых соответствует ядро богатых медных руд. Оконтуривание меднорудных штоков по более низким содержаниям позволяет их объединить в тело, имеющее сглаженную конфигурацию, которое, последовательно расширяясь, захватывает апофизную и верхнюю части штока.

Второму (компактному) типу соответствуют месторождения Саукбулакского рудного поля: Сарычеку в Южном блоке и Кызата — в Центральном. В Центральном блоке известно рудопоявление Нижнекаульдинское. Экранирующим влиянием одной пластичной эффузивно-карбонатной толщи, которая не подверглась предварительной проработке монцитонитами, обусловлены высокий режим палеолитостатического давления, сглаженный рельеф кровли порфирового интрузива, уплощенная "караваеобразная" форма рудных тел, погруженных в шток. Характерной чертой оруденения месторождений второго (компактного) типа являются значительное перекрытие рудно-метасоматических зон и высокая степень локальной концентрации оруденения.

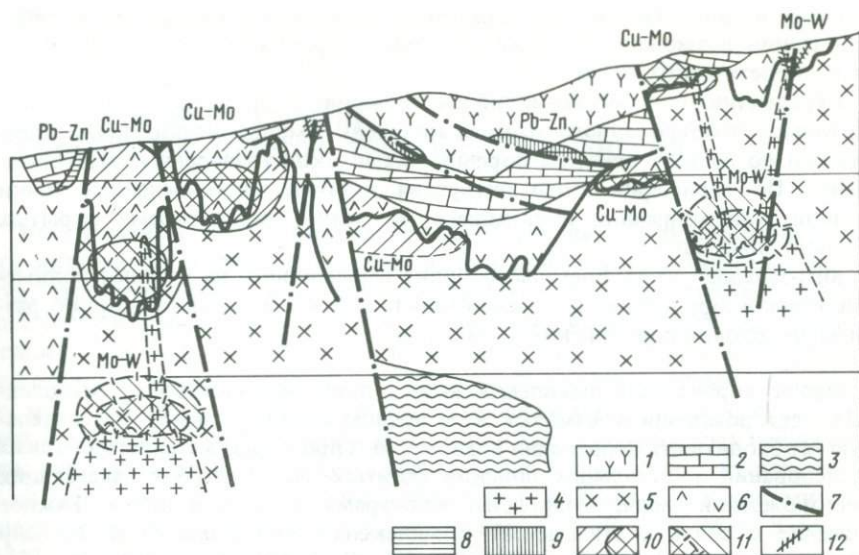
На всех меднопорфировых месторождениях района и в его восточной части широко развиты дайки кислородно-щелочного состава — гранит-граносиенитпорфиры, которым на востоке района в зонах сочленения с разломами сопутствует молибден-вольфрамовая минерализация. Буровыми работами на месторождениях за нижними пределами промышленных контуров медного оруденения не установлено выклинивания минерализации, а в отдельных случаях прослежено увеличение содержаний молибдена. Минералого-геохимическая зональность и структурно-магматический фактор повышают вероятность нахождения на глубине эшелонированного штокверкового молибден-вольфрамового или медно-молибденового (типа Юрэд-Гендерсон) оруденения, связанного с внедрением более поздних интрузий. Установленные дайки являются, возможно, их апофизмами.

Известные в Алмалыкском рудном районе полиметаллические месторождения относятся к скарново-свинцово-цинковой и колчеданно-полиметаллической формациям и расположены на небольших глубинах (рис. 3).

Скарново-свинцово-цинковое месторождение Кургашикан находится в Северном блоке, приурочено к зоне контактового скарнирования блока-ксенолита карбонатных пород нижнего девона с монцитонитами среднего карбона. Рудные тела пласто- и линзообразной формы контролируются влиянием разрывных нарушений, оперяющих крупный Карабулакский разлом. Гипергенные руды месторождения имеют смешанный характер, разделяются на полиметаллические прожилково-вкрапленные, иногда массивные, колчеданно-полиметаллические и массивные медноколчеданные.

Переходное от стратиформного к колчеданно-полиметаллическому месторождение Кульчулак локализуется в Центральном блоке. Сложено кварцевыми порфирами (D_2^1), на размытой поверхности которых залегает терригенно-карбонатная толща (D_2-C_1), перекрытая с несогласием вулканитами андезитовых и андезито-базальтовых порфиров среднекарбонной акчинской свиты. В приконтактной части акчинских порфиров с карбонатами в зоне полного разлома сосредоточены наиболее крупные рудные тела. Интрузивные породы представлены незначительно развитыми аляскитами, монцитонитами и дайками среднего и основного состава. Рудное тело имеет субсогласную линзообразную форму. Незначительно развиты скарновые тела на контакте монцитонитов с карбонатными породами.

Представляют интерес в отношении прогнозирования нетрадиционных типов оруденения полиметаллические объекты Южного блока, где в зоне контакта верхнекарбонных гранитоидов с ордовик-силурийскими сланцами развита свинцово-цинковая минерализация.



Р и с. 3. Схема геологических позиций оруденения Алмалыкского района

1 — эффузивные андезитово-дацитовые порфиры (C_2); 2 — карбонатные породы (D_3-C_1); 3 — метаморфизованные сланцы ($O-S_1$); 4 — гранит-граносиенит-порфиры ($P_1?$); 5 — кварцевые монцитит-порфиры (C_3-P_1); 6 — монцититы (сиенито-диориты), C_2 ; 7 — разломы; 8–11 — рудные формации: 8 — скарново-свинцово-цинковая, 9 — переходная от колчеданно-полиметаллической к стратиформной полиметаллической, 10 — медно-молибден-порфировая, 11 — предполагаемая на глубине медно-молибден-порфировая или молибден-вольфрамовая штокверковая типа; 12 — молибден-вольфрамовые жильные проявления

Приведенный обзор особенностей глубинного строения Алмалыкского рудного района, закономерностей размещения и условий локализации рудных формаций дополняет методические рекомендации по прогнозно-поисковым комплексам [10].

В Северном тектоническом блоке основные перспективы связаны с меднопорфировой формацией. Особого внимания требует западная часть Карабулак-Кальмакырского тектонического клина и примыкающие к нему зоны, где возможно наличие второго этажа меднопорфирового оруденения. Контактные части карбонатных блок-ксенолитов с монцититоидами запада района перспективны на скарново-свинцово-цинковое оруденение. Дайки кислого состава повышенной щелочности, установленные на меднопорфировых месторождениях, в совокупности с минералого-геохимическими предпосылками позволяют предполагать глубинное штокверковое оруденение молибден-вольфрамового или медно-молибденового типа.

В Центральном тектоническом блоке в пределах древнего погруженного грабена, перекрытого эффузивно-осадочной толщей, в многочисленных зонах пологих межконтактных разрывных структур весьма перспективны объекты колчеданно-полиметаллической формации. В зонах сочленения порфировых интрузий с Бургундским или Мисканским разломами под экраном карбонатов вероятно выявление меднопорфирового оруденения второго (компактного) морфогенетического типа.

В Южном блоке на примыкании порфировых интрузий к Мисканскому

разлому в зоне развития монцитонитов или под фрагментами карбонатной толщи возможно обнаружение меднопорфирового оруденения обоих морфогенетических типов.

Перспективно на медно-молибденпорфировое оруденение погружение по кольцу эродированного массива кварцевых монцитонит-порфиров, идентичного по составу породам порфировых штоков разведанных месторождений. По периферии этого интрузива развиты многочисленные точки медной минерализации, являющиеся, вероятно, индикаторами скрытых меднорудных тел.

Юго-западная часть Восточного блока перспективна на жильное полиметаллическое оруденение в зонах контакта кислых интрузий с широко развитыми ордовик-силурийскими сланцами.

Малая вероятность выявления новых приповерхностных промышленных месторождений в Алмалыкском рудном районе вызывает настоятельную необходимость проведения планомерных прогнозно-металлогенических исследований и детальных поисков богатых частей глубокозалегающих месторождений меди, молибдена, вольфрама, свинца и цинка. Важное значение в связи с этим имеет комплексная программа изучения недр Советского Союза с помощью глубоких и сверхглубоких скважин [5]. Проходка в Алмалыкском районе глубоких скважин существенно уточнит вертикальную рудно-формационную зональность, локальные позиции типов оруденения, конкретизирует прогнозно-поисковые признаки по мере погружения. Таким образом, будет возможность открытия новых месторождений и, как итог, расширение минерально-сырьевой базы цветных и редких металлов Алмалыкского района.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бадалов С.Т. Минералогия и геохимия эндогенных месторождений Алмалыкского района. Ташкент: Фан, 1965. 275 с.
2. Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений. М.: Наука, 1983. 238 с.
3. Голованов И.М. Типы зональности алмалыкских медно-порфировых месторождений и прогноз золото-молибденово-медного оруденения // Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1972. С. 272–279.
4. Голованов И.М. Меднорудные формации Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1978. 262 с.
5. Козловский Е.А. Комплексная программа изучения земных недр // Сов. геология. 1982. № 9. С. 3–12.
6. Королев А.В. Структура и металлогения Алмалыка. Ташкент: Фан, 1970. 280 с.
7. Кривцов А.И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. М.: Недра, 1983. 256 с.
8. Медно-порфировые месторождения Алмалыка / В.Ф. Викторов, Н.Б. Вольфсон, В.Г. Гарьковец и др. Ташкент: Фан, 1974. 187 с.
9. Принципы прогноза и оценка месторождений полезных ископаемых. М.: Наука, 1977. Т. 1. 310 с.
10. Прогнозно-поисковые комплексы. М.: ЦНИГРИ, 1983. Вып. 1. 63 с.
11. Шаякубов Т.Ш., Голованов И.М., Рахубенков А.Т. Медно-порфировое месторождение Дальнее. М.: Недра, 1983. 109 с.

В.Г. ХОМИЧ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Многолетними исследованиями геологов научных и производственных организаций установлен относительно постоянный набор общегеологических, структурно-тектонических, магматических, литолого-стратиграфических предпосылок и признаков для обнаружения золото-серебряных месторождений. Вместе с тем практика прогнозирования и поисков показывает, что отдельно взятые критерии — какими бы существенными они ни были — не могут обеспечить повышения эффективности работ. Нельзя этого достичь и простым суммированием известных и вновь выявляемых предпосылок рудоносности. С целью комплексного учета структурно-тектонических и магматических факторов локализации эндогенной минерализации многие специалисты (И.Н. Томсон, М.А. Фаворская, Г.М. Власов, М.М. Василевский, П.Ф. Иванкин и др.) относительно давно стали выделять очаговые структуры, рудно-тектоно-магматические ареалы (РТМ-ареалы), магматогенно-рудные, магматогенно-гидротермальные системы (МРС, МГС) и вулканогенно-рудные центры (ВРЦ). И все же полной комплексности в использовании большого разнообразия благоприятных предпосылок и признаков для выявления мест вероятной локализации руд еще не достигнуто. Это видно уже из определений ареалов, центров, систем. Очень важным недостающим звеном в имеющихся разработках прогнозно-поисковых комплексов было (и пока остается) отсутствие данных о гипсометрическом положении, структуре фундамента (жесткого основания, цоколя) вулканогенных сооружений, к которым чаще всего приурочено золото-серебряное оруденение, а также сведений о характере унаследованности образованиями вулканогенного этапа структурно-тектонических форм и элементов более древних сооружений. К настоящему времени выявлено достаточно большое число примеров длительности формирования и унаследованности развития рудолокализирующих структур золото- и сереборудных районов, узлов и полей.

Так, в Забайкалье площадь сосредоточения золото-серебряной минерализации расположена в пределах длительно существовавшей мобильной зоны [3]. Мобильность и унаследованный характер ее развития доказываются приуроченностью к ней: 1) замковой части "теневой" антиклинальной складки, картируемой в подвергшихся гранитизации протерозойских метаморфических образованиях фундамента впадины; 2) позднепалеозойского гранито-гнейсового купола со штоком лейкократовых гранитов в его ядерной части; 3) приподнятого блока в поздней юре с сокращенной мощностью эффузивно-пирокластических накоплений (по сравнению с прилегающими участками); 4) горст-антиклинального поднятия в позднеюрско-раннемеловое время, в пределах которого были почти нацело эродированы юрские вулканы; 5) пограничной зоны с сокращенной мощностью меловых (рудомещающих и послерудных) грубообломочных осадочных отложений,

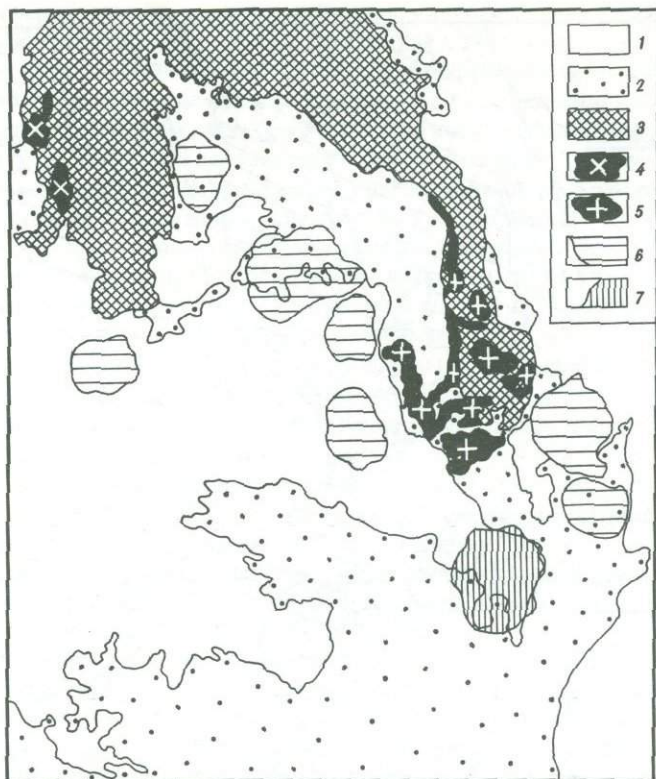
заполняющих грабен-синклинали; 6) зоны восходящих плейстоцен-голоценовых движений, совпадающей с местным сужением широкой современной речной долины.

На месторождениях восточной окраины страны также выявлены признаки длительного формирования и унаследованного характера развития рудоконтролирующих структур. В частности, на одном из месторождений Нижнего Приамурья расположение линейных жильно-метасоматических зон среди эффузивно-пирокластических накоплений подчинено системам скола и отрыва, контролируемым ориентировкой складок юрско-раннемелового терригенного фундамента, подстилающего позднемеловые—палеогеновые вулканы. Влияние складчатых тектонических нарушений на размещение рудоносных жил и зон в образованиях вулканогенного этажа доказано и на других рудных полях. Важно подчеркнуть, что длительно формировавшиеся мобильные зоны обычно совпадают с антиклинальными складками и горст-антиклинальными поднятиями пород фундамента. В накоплениях вулканогенного этажа такие мобильные зоны фиксируются валлообразными, купольными поднятиями, интрузивными массивами, субвулканическими телами, роями даек, вулканическими жерлами, ареалами измененных пород, с возникновением которых сопряжено гидротермальное рудообразование. Анализ материалов по другим регионам СССР (Казахстан, Средняя Азия) подтвердил, что рудоконтролирующая роль длительно развивавшихся положительных тектонических форм нижнего структурного этажа (фундамента) связана с высокой мобильностью горст-антиклинальных блоков, их общей повышенной раздробленностью, сопряженностью с ними разломов, контролирующих размещение продуктов магматизма (в том числе вулканических аппаратов) и гидротермалитов.

Примеры унаследованного развития рудолокализирующих структур золото-серебряных месторождений известны на многих месторождениях Японии, США, Мексики, Румынии, Чехословакии [1, 2, 10] и других стран.

В связи с изложенным можно напомнить о специальных исследованиях гидродинамических условий локализации рудоносных растворов в позитивных и негативных структурных формах. Эти исследования показали, что структурный контроль гидротермального оруденения антиклинальными складками по сравнению с синклинальными должен проявляться более ярко для трещинно-жильных руд отложения [7]. В таких жильных системах размещены руды на подавляющем большинстве золото-серебряных проявлений.

Факты единообразного размещения золото-серебряных рудных полей и месторождений относительно структурно-тектонических форм и магматических образований фундамента и вулканогенного этажа позволили выделить топоморфные сочетания геологических тел, свойственные минерализованным площадям. Такие сочетания в зависимости от принадлежности тел к одному или нескольким структурным этажам были названы структурно-вещественными ассоциациями (СВА) и структурно-вещественными комплексами (СКВ) [4]. Составными частями СВК являются образования фундамента, вулканогенного этажа, покровного чехла со свойственными им структурными формами. Структурно-вещественные ассоциации объединяют тела отдельных ярусов перечисленных этажей. Возможность выделения определенных сочетаний СВА разных этажей в пределах минерализованных

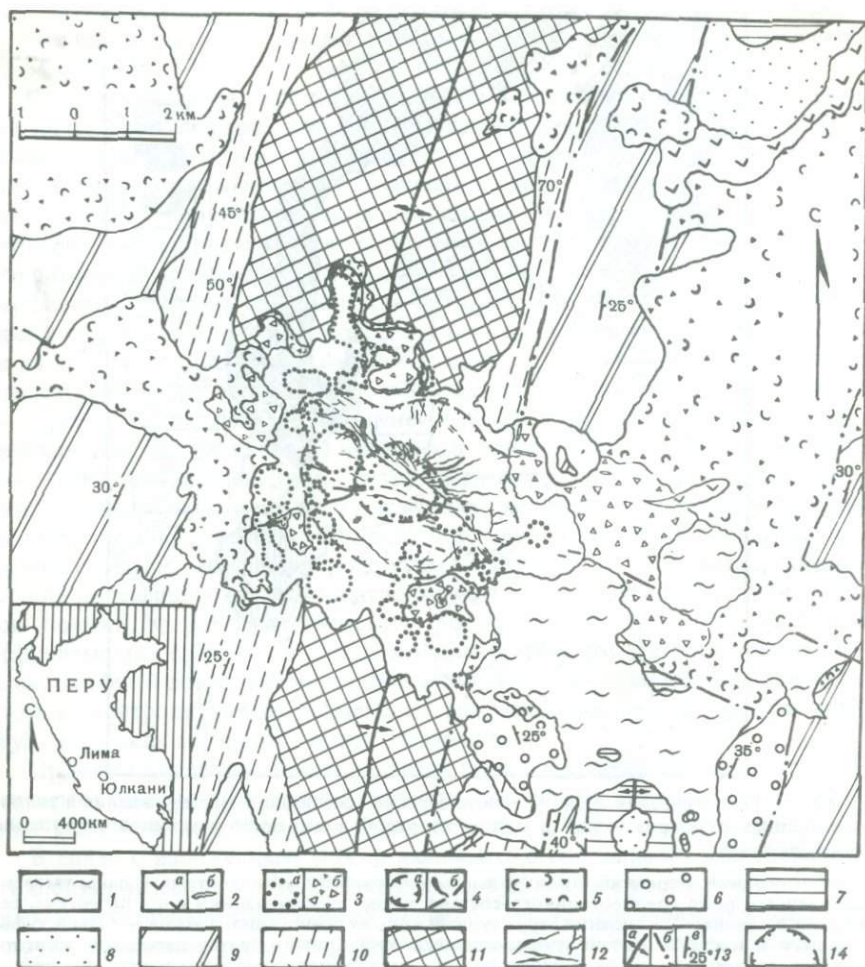


Р и с. 1. Геологическая позиция золото-серебро-селенидного месторождения и золото-серебряных рудопроявлений в одном из районов окраинно-материкового вулканогенного пояса

1 — верхний и средний структурные ярусы вулканогенного этажа — лавы умеренно кислого, реже среднеосновного состава, туфы, туфопесчаники и др. палеогена, сеномана и сенона; 2 — нижний структурный ярус вулканогенного этажа — лавы и туфы среднего и кислого состава, туфопесчаники, туфоконгломераты, песчаники, конгломераты, алевриты альба и неокома; 3 — довулканогенный фундамент; 4 — гранитоидные массивы; 5 — трещинные секущие и пластовые тела гранитоидов; 6 — рудопроявления; 7 — месторождение

площадей видна на примере четырех рудных узлов из разнотипных вулканических поясов (рис. 1, 2). Сходство позиций рудных полей, расположенных в вулканогенно-интрузивных зонах островодужного, окраинно-материкового и внутриконтинентального пояса, очевидно. Использование при сравнительном анализе позиций рудоносных площадей понятий о СВА и СВК помогло генерализовать, типизировать обстановки, благоприятные для формирования рудных полей в пределах узлов и районов.

При создании типовых моделей геологических обстановок, благоприятных для размещения золото-серебряных месторождений и рудопроявлений (применительно к целям прогноза и поисков новых объектов, а также отыскания новых участков в уже вовлеченных в разведку и освоение объектов), учитывались особенности строения разных структурно-формационных зон (СФЗ) субэвральных вулканических поясов — главных мега-



Р и с. 2. Геологическая позиция золото-серебряного рудного поля Юлкани (Перу), по [14]

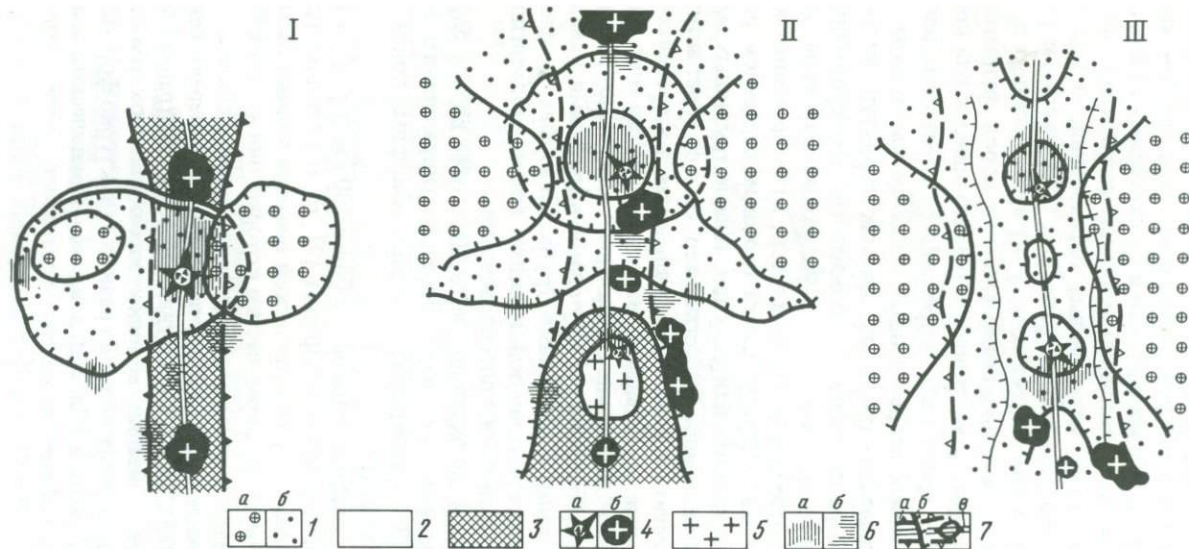
1 — четвертичные отложения; 2 — постминерализационные (?) андезиты и андезито-базальты: а — крупные и б — мелкие тела; 3–5 — верхнемиоценовые образования (возраст 10 млн лет) вулканического центра Юлкани: 3 — а — экструзивы лавы; б — лаво-пирокластические накопления умеренно кислого состава; 4, 5 — поздняя фаза: 4 — а — контур распространения поздних интрузивных брекчий и туффизитовых даек, б — дайки дацитов и риодацитов, 5 — туфы, туфобрекчии умеренно кислого и кислого состава; 6 — ранняя фаза (нижний-средний (?) миоцен), группа Румачака, возраст 22,9–21,6 млн лет андезиты, риолитовые туфы, конгломераты; 7–12 — фундамент вулcano-структуры: 7 — известняки формации Чулек (нижний-средний мел), 8 — песчаники, сланцы (K_2), 9 — известняки, группа Пукара (T_2-J), 10 — красные песчаники, сланцы, грубообломочные отложения (P_2), 11 — интенсивно дислоцированные сланцы, песчаники (нижний палеозой), 12 — рудные (Ag, Bi, Pb, Cu, W, Au) тела; 13 — элементы структуры: а — оси складок; б — разломы, в — элементы залегания; 14 — границы рудоносной площади

структур сосредоточения золото-серебряной минерализации. Поскольку выделяемые в вулканических поясах внутренние (вулканогенные), внешние, фланговые (вулканогенно-интрузивные) и периферические (интрузивные) структурно-формационные зоны соответствуют в определенной мере структурно-металлогеническим зонам, то при прогнозно-металлогенических исследованиях имеются все основания учитывать такие специфические характеристики зон, как степень дислоцированности и относительная распространенность: стратифицированных накоплений вулканогенного этажа; комагматических им субвулканических, интрузивных образований; пород фундамента. Так, в строении вулканогенно-интрузивных СФЗ участвуют (в порядке уменьшения размеров геологических тел): а) вулканогенные прогибы, депрессионные зоны и дислоцированные блоки пород фундамента, структурные элементы которых ориентированы обычно поперек или косо к длинным осям наложенных прогибов и депрессий; б) горст-антиклинальные, валлообразные поднятия в депрессионных зонах вулканогенных поясов, несущие черты унаследованности от древних структур жесткого основания и закономерно расположенные относительно вышеупомянутых форм и их частей — осевых зон, замков, мест ундуляции шарниров, замыкания складок, торцевых ограничений блоков и т.д.; в) гетерогенные кальдеры, впадины, просадки, характеризующиеся сложным строением разрезов; г) субсогласные уплощенные или секущие тела интрузивных массивов, субвулканических образований в участках перехода от горст-антиклинальных поднятий фундамента к впадинам и кальдерам, а в пределах последних — вулкано-купольные, купольные формы центрального типа, брахи-антиклинали, относительно небольшие мобильные длительно развивавшиеся блоки (секции, сектора, зоны) с крупными выводными каналами палеовулканов, более мелкими жерловинами, трубками взрыва, эксплозивными диатремами, другими криптовулканическими телами, подвергшимися гидротермально-метасоматическим преобразованиям.

В пределах рудных узлов необходимо учитывать также вполне определенное положение покровных накоплений верхнего структурного этажа как составных частей СВК — размещение их в виде обширных полей — по периферии рудоносных площадей.

Поскольку по своим размерам (обычно не более 100 км²) рудные поля принадлежат к геологическим телам V порядка [9], то, естественно, основное внимание при определении их геологической позиции должно быть обращено и на тела более крупных форм, частью которых они являются, и на более мелкие тела, участвующие в строении месторождений (таблица).

Для прогнозно-поисковых исследований важность учета перечисленных в таблице составных частей СВА и СВК подтверждается иллюстрацией моделей, созданных на основе типизации геологических обстановок (позиций) многих хорошо изученных рудных полей из разных структурно-формационных зон вулканических поясов и областей тектоно-магматической активизации (рис. 3). При разработке моделей учитывалось, что рудоносные участки месторождений в структурно-формационных зонах разного типа располагаются в достаточно ограниченной (по размерам) части геологического пространства. Реперными точками и маркирующими линиями в этом пространстве являются: границы периклинальных замыканий, погружений, торцевых ограничений вытянутых блоков фундамента; оси складок в бор-



Р и с. 3. Модели размещения золото-серебряного оруденения в разнотипных структурно-формационных зонах субаэраьных вулканогенных поясов; составил В.Г. Хомич

I — изолированные впадины, кальдеры периферических и внешних зон поясов, II — краевые части депрессий, прогибов во внешних и фланговых зонах вулканогенных поясов; III — внутренние зоны вулканогенных поясов

1 — вулканогенный структурный этаж: а — послерудные стратифицированные, субвулканические, интрузивные образования; б — рудомещающие и надрудные отложения; 2 — осадочные, метаморфические, магматические образования довулканогенного фундамента; 3 — мобильные длительно живущие унаследованно развивавшиеся зоны; 4 — центры эндогенной активности: а — вулканические аппараты (втянутые лучи показывают более пологие части построек, где вероятней обнаружение гидротермальной минерализации), криптовулканические сооружения, б — комагматические интрузивные, субвулканические тела; 5 — обособленные интрузивные тела в довулканогенном фундаменте; 6 — площади развития минерализации: а — золото-серебряная, б — иного типа; 7 — структурные элементы: а — границы мобильных складчато-блоковых форм, б — современные границы распространения интрузивных, стратифицированных образований, в — осевые линии мобильных зон; бергштрихи указывают направление падения контактов; двойная линия — крутопадающие борта у наиболее погруженных частей асимметричных впадин

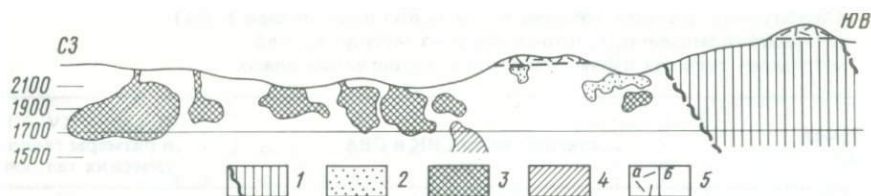
Структурно-вещественные комплексы (СВК) и ассоциации (СВА)
площадей размещения золото-серебряных месторождений
в пределах внешних и фланговых зон вулканогенных поясов

Номер п/п	Составные части СВК и СВА	Порядок (IV–VII) и размеры геоло- гических тел, км ²
1	Складчато-сводовые формы фундамента; прогибы, депрессионные зоны, вулканогенные поля	IV ($10^4 - 10^2$)
2	Поля (покровы) терригенных (часто угленосных) отложений верхнего структурного этажа по периферии рудоносных площадей	IV–V ($10^4 - 1$)
3	Горст-антиклинальные, валообразные поднятия в депрессионных зонах вулканогенов, унаследованные от древних структур жесткого основания и закономерно ориентированные относительно вышеупомянутых (п. 1) положительных складчато-сводовых форм и их частей (элементов)	V ($10^2 - 1$)
4	Гетерогенные впадины, кальдеры и депрессии в пределах валообразных поднятий, характеризующиеся сложным строением разрезов	V ($10^2 - 1$)
5	Субсогласные уплощенные или секущие тела интрузивных массивов, субвулканических образований в участках перехода от горст-антиклинальных поднятий фундамента к депрессиям, впадинам	V–VI ($10^2 - 10^{-2}$)
6	Купольные, вулканокупольные формы центрального типа, брахиантиклинальные, мобильные длительно живущие блоки (секции) в пределах кальдер, впадин	VI ($1 - 10^{-2}$)
7	Выводные каналы палеовулканов, локальные просадки (в пределах купольных форм), мелкие жерловины, трубки взрыва, диатремы, некки, штоки	VI–VII ($1 - 10^{-4}$)

тах, жестком основании вулканоструктур, оси удлинения брахиантиклиналей и валообразных купольных поднятий в накоплениях вулканогенного этажа; положение субвулканических, гиабиссальных интрузий и выводных каналов палеовулканов. Некоторый "разброс" рудоносных участков относительно перечисленных точек и линий объясняется различиями в элементах залегания контактовых поверхностей, отделяющих породы фундамента от перекрывающих вулканогенных образований, и мощностью последних.

Важно подчеркнуть исключительную роль выводных каналов (жерловин) палеовулканов и криптовулканических сооружений (представленных в современном эрозионном срезе экструзивами, штоками, некками, эксплозивными диатремами и т.п.) в размещении золото-серебряного оруденения. В пространственной и структурной связи с выводными каналами палеовулканов и криптовулканических сооружений размещены практически все известные промышленные месторождения. Эти каналы расположены в пределах более крупных геологических тел: брахиантиклинальных, купольных поднятий, кальдер, впадин и т.д. (см. таблицу).

Все золото-серебряные месторождения и рудные поля по характеру размещения оруденения относительно выводных каналов можно разделить на две основные группы. К первой группе принадлежат месторождения, руд-



Р и с. 4. Ярусно-этажное размещение рудных скоплений разного типа в жильной системе Вета Мадре (Гуанахуато, Мексика), по [11]

1 — поперечные сбросы; 2—4 — типы руд: 2 — верхние (серебряные), 3 — нижние (полиметаллические), 4 — глубокие (медные); 5 — вмещающие породы: а — риолиты Буфа, б — конгломераты Гуанахуато

ные тела, зоны, участки которых расположены непосредственно в жерловой зоне палеовулканов; ко второй — месторождения, рудоносные тела и участки которых расположены на некотором удалении от жерл — среди лаво-пирокластических, грубообломочных осадочных (лахаровых и т.п.) отложений прижерловой (околожерловой) зоны¹.

Пространственное положение рудоносных участков месторождений относительно выводных каналов палеовулканов сказывается на многих особенностях размещения оруденения в их пределах, в том числе на глубине распространения промышленных концентраций благородных металлов. В целом вертикальный диапазон распространения ценных в промышленном отношении руд колеблется на золото-серебряных месторождениях в широких пределах: от нескольких десятков до многих сотен метров и даже 1 км.

Размах оруденения на месторождениях, расположенных на определенном удалении от жерловин палеовулканов, относительно невелик (первые сотни метров). Месторождениям присуща наибольшая изменчивость оруденения. Поскольку такие месторождения преобладают среди золото-серебряных, характер размещения жильных тел, промышленной минерализации и рудных столбов (бонанц) в их пределах долгое время принимался за эталон, что отрицательно сказалось на изучении глубоких горизонтов многих рудных полей иного типа.

Околожерловые зоны, как известно, характеризуются резкой фациальной изменчивостью эффузивно-пирокластических и осадочных отложений. Фациальная изменчивость влияет на морфологию и ориентировку жильно-метасоматических тел и зон. На площади золото-серебряных месторождений описываемого типа обычно распространены линейные круто- и пологопадающие тела, а также ориентированные штокверки и прожилково-вкрапленная минерализация ("порфировый тип руд"). Наиболее выдержанное по простиранию и на глубину оруденение сосредоточено, как правило, в жильно-метасоматических телах, приуроченных к крупноамплитудным сколовым нарушениям. На многих золото-серебряных месторождениях промышленная минерализация в таких рудных телах часто как бы "переходит" без какого-либо перерыва из образований вулканогенного этажа в подстилающие породы фундамента. В отдельных случаях, когда жильно-метасоматические тела приурочены к хорошо проработанным магмоконтролирующим

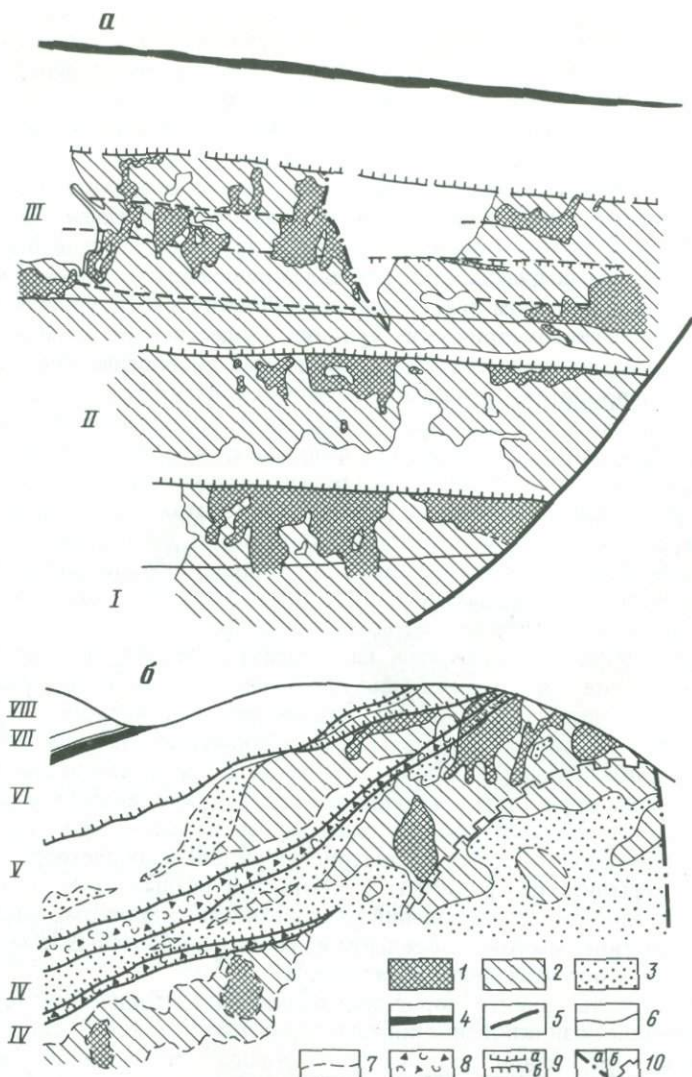
¹ Возможно выделить дополнительную, третью группу, объединяющую месторождения и рудопроявления, имеющие признаки и первой, и второй группы.

нарушениям (с предрудными и синрудными дайками в их швах), промышленное оруденение — после перерыва — обнаруживается значительно глубже первого, если считать от верхней границы распространения минерализации, так называемого рудного этажа, исключительно среди пород цоколя. "Глубокие" руды обычно отделены от "верхних" безрудными интервалами (рис. 4). В большинстве случаев они характеризуются более простым (полиметаллическим, сульфидным) составом, чем состав верхних руд.

В протяженных жилах, приуроченных к малоамплитудным сколам и трещинам отрыва, часто выявляются признаки ярусного размещения богатых руд. Такое размещение характеризуется появлением рудных столбов (бонанц) в одном жильном теле, среди пород одного структурного этажа, но на нескольких гипсометрических уровнях. Существенное влияние на ярусное расположение рудных столбов оказывают литологические горизонты (прослой алевролитов, аргиллитов, углистых туффзитов, пепловых туфов и т.п.), пологие нарушения ("зоны смятия"), магматические тела (лавовые покровы, дайки, силлы и т.п.), фациальная изменчивость вмещающих пород в разрезе (рис. 5). Довольно резкие различия физико-механических свойств рудовмещающих пород (в зависимости от состава, относительного возраста, положения в пространстве), сложное их переслаивание в разрезах, резкая фациальная изменчивость по латерали обусловили разнообразные сочетания контрастных по плотностным, упругим свойствам пород, а также хорошо и слабо проницаемых образований.

Такие сочетания сказывались на многократном проявлении эффекта "дресселирования" при локализации оруденения. Следует подчеркнуть, что более существенно на локализацию влияли именно сочетания образований, контрастных по своим свойствам, а не абсолютные значения физических свойств горных пород [8]. Кроме того, чередование по вертикали образований с разными пористостью и проницаемостью, приводившее к возникновению эффектов дресселирования, сказывалось на изменении кислотно-щелочных, термодинамических характеристик рудоносных растворов (рис. 6). Высокие термические градиенты у контактов разных пачек и толщ подтверждают вероятность нарушений равновесности гидротермальных систем и, как следствие, массовое осаждение из растворов полезных компонентов, обусловившее возникновение богатых руд.

Контрастность свойств пород под влиянием тектонических нарушений обуславливала возникновение при благоприятных условиях — сложном переслаивании, чередовании хрупких и пластичных образований, отсутствии протяженных крутопадающих активных разломов и т.п. — "локализаторов трещиноватости". На их месте при рудообразовании возникали ориентированные штокверки в виде многоярусных систем рудных тел из сближенных прожилков, жил, круто- и (или) пологопадающих жильно-метасоматических залежей, ограниченных сколовыми, иногда также рудоносными, нарушениями. При повторяемости благоприятных условий среди пород разных структурных этажей обнаруживается этажно-ярусное (по вертикали) расположение систем рудных тел, т.е. многоярусное строение рудоносных участков проявлено в породах разных структурных этажей. Например, в Балейском рудном поле многоярусное размещение систем жильных тел выявлено и среди палеозойских пород гранитоидного фундамента, и среди меловых осадочных отложений Балейской впадины (рис. 7). Верхнеюрские



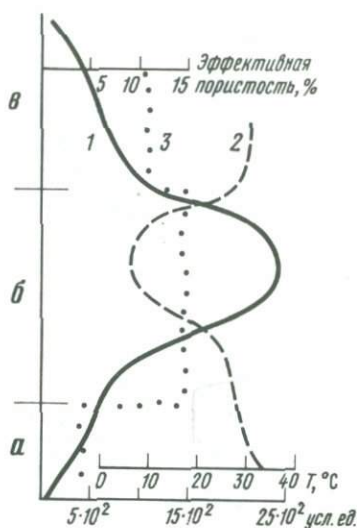
Р и с. 5. Ярусное размещение рудных столбов в жилах двух месторождений, приуроченных к малоамплитудному сколу (проекция на вертикальную плоскость)

а — среди осадочных отложений, *б* — среди эффузивов

1 — рудные столбы; 2, 3 — рядовые и бедные руды; 4 — верхняя граница распространения оруденения; 5 — граница жилы; 6 — границы толщ; 7 — прослои битуминозных алевролитов и аргиллитов; 8 — прослои псефитовых туфобрекчии липарит-дацитов; 9 — пологие тектонические нарушения с прослоями алевролитов и аргиллитов: *а* — совпадающие, *б* — несовпадающие; 10 — крутопадающий разлом (*а*), граница распространения разнотипных продуктивных минеральных ассоциаций (*б*); I — конгломераты, II — песчаники, III — осадочные конгломераты; IV — дациты массивные; V — автомагматические брекчии андезит-дацитов; VI — сульфидизированные туфы, игнимбриты; VII — андезито-базальты; VIII — игнимбриты

Рис. 6. Литологический состав, эффузивная пористость вмещающих пород, температуры минералообразования и содержания золота в некоторых жилах центральной части Балейского рудного поля

1 — содержание золота (в усл. ед.); 2 — вертикальный градиент температур минералообразования, по [5]; 3 — средние значения эффективной пористости: а — конгломераты; б — песчаники, в — фангломераты



вулканогенные образования, перекрывающие палеозойские гранитоиды и подстилающие меловые осадки, оруденения, как правило, не содержат.

Размах оруденения наиболее значительных на тех золото-серебряных месторождениях, которые приурочены к жерлам изолированных вулканов (супервулканов). Примером могут служить такие известные рудные поля, как Акупан (Филиппины), Бая Сприе (Румыния), Комсток, Крипл-Крик (США) и др. На примере этих рудных полей и месторождений видно, что размах оруденения зависит не только от особенностей геологического строения рудоносных площадей, но и от удельной мощности вулканических центров (с которыми пространственно и структурно сопряжены рудные поля), энергии магматических, палеогидротермальных систем, существовавших в период минералообразования. Как косвенное доказательство исключительной мощности упомянутых центров можно привести, во-первых, широкую распространенность вблизи центров крупных месторождений и, во-вторых, преобладание грубообломочного пирокластического материала (типа агломератовых, псефитовых брекчий) в жерловых и околожерловых зонах, а также тел взрывных брекчий в таких рудных полях, как Крипл-Крик, Бая Сприе, Акупан и др. Можно полагать, что вертикальный интервал распространения промышленных концентраций полезных компонентов в определенной степени зависит от потенциальной энергии термонов [по 6] и характера изменчивости термического градиента в зоне рудообразования. Чем больше удельная мощность центра эндогенной активности, тем меньше градиент изменчивости $P-T$ условий, а значит, оруденение более выдержано. Учесть количественно перечисленные факторы в настоящее время еще не представляется возможным. Тем не менее замечено, что размах оруденения наиболее велик на тех кайнозойских месторождениях, которые приурочены к участкам высокого положения геозотерм (Акупан и др.) или, как уже отмечалось, к изолированным вулканоструктурам (вулканам, супервулканам). Максимальный размах оруденения на месторождениях, приуроченных к энергетическим гигантам, согласуется с данными о слабой контрастности (изменчивости) оруденения в таких рудных полях, как Крипл-Крик, и объясняется сохранением оптимальных $P-T$ условий (в течение всего периода минералообразования) в протяженном вертикальном интервале благодаря эффектам "термостатирования".

Если на отдельных месторождениях изменчивость оруденения по верти-



Р и с. 7. Ярусно-этажное размещение золото-серебряной минерализации в Балеysком рудном поле

а — поперечный разрез Балеysкой впадины в ее северном борту; **б** — характер ярусного распределения золото-халцедоновидно-кварцевых жил среди гранитоидов фундамента

1, 2 — осадочные отложения (K_1): 1 — послерудные и надрудные, 2 — рудовмещающие; 3 — гранитоиды; 4, 5 — рудоносные жильные тела: 4 — пологие, приуроченные к меж- и внутриформационным срывам и "зонам смятия" в гранитоидах, 5 — крутые, приуроченные к трещинам отрыва в "локализаторах трещиноватости"; 6 — разломы

N — количество подсечений жильных тел, вскрытых скважинами в центральной части минерализованной зоны, H — глубина вскрытия гранитоидов от контакта с эффузивно-осадочными отложениями; 7 — характер распределения жил в породах довулканического фундамента

кали или не зафиксирована, или слабо проявлена [12, 13], то на других (Бая Сприе, Комсток) она выражается в постепенной смене золото-серебряных руд полиметаллическими и медными [1, 2, 10]. От ранее упоминавшихся месторождений (с жильными зонами, приуроченными к крупно-амплитудным сколам, и "прерывистым" размещением продуктивной минерализации), в которых также фиксируется упрощение вещественного состава руд с глубиной, они отличаются общей "непрерывистостью" распределения. Вертикальная изменчивость состава руд в определенной степени

согласуется со сменой фаций вулcano-плутонических ассоциаций, с которыми парагенетически связано оруденение.

Кроме описанной фациальной зональности магматических и рудных образований, в пределах отдельных рудных полей и узлов выявлена смена состава рудных тел, обусловленная многостадийностью и многоэтапностью развития тектоно-магматических и минералообразующих процессов. Обычно такая зональность проявляется в масштабе рудных узлов и районов, но известны примеры частичного совмещения разновозрастной минерализации и в пределах рудных полей [14]. Сопряженность процессов магматизма и рудообразования, многостадийность и многоэтапность проявления тех и других характерны в первую очередь для долгоживущих (многофазных, многостадийных) центров эндогенной активности. Они выделяются в вулканических поясах и зонах аномально сложной историей формирования. В их строении участвуют разнотипные, разнофациальные и разновозрастные осадочные, осадочно-вулканогенные, эффузивно-экструзивные, субвулканические (субинтрузивные) и гипабиссальные образования. Для таких центров характерно размещение магматических и рудных проявлений (принадлежащих нескольким формациям) на разных стратиграфических уровнях и лишь частичная пространственная совмещенность разнотипных рудных скоплений. Причины ярусно-этажного размещения разновозрастного оруденения предопределены в первую очередь стадийностью и этапностью развития эндогенных процессов на площади рудных узлов (а иногда и полей).

Таким образом, исследование глубинности распространения золото-серебряного оруденения и особенностей его ярусно-этажной локализации в рудных полях позволило выявить разномасштабный (разнопорядковый) характер и ярусности, и этапности (на уровне рудных столбов, бонанц; на уровне рудных тел; на уровне участков и месторождений), а также многообразие причин, обусловивших столь сложное размещение оруденения. Разделение рудных полей и месторождений на группы с учетом приуроченности оруденения к жерлам, жерловым и околожерловым зонам, а также истории формирования рудных полей и месторождений, особенностей строения рудовмещающих толщ и структурно-морфологической характеристики рудоносных участков, зон и отдельных жил позволяет прогнозировать возможный характер размещения Au-Ag руд и порядок (масштаб, ранг) ярусности промышленного оруденения.

Постоянство пространственного размещения золото-серебряных рудных полей в зависимости от расположения выводных каналов палеовулканов, купольно-кольцевых структур, кальдер, депрессий и долгоживущих унаследованно развивавшихся тектонических зон позволило создать модели геологических обстановок, благоприятных для формирования месторождений. Место вероятного положения месторождений в моделях определяется по приуроченности их оруденения к: положительным складчато-блоковым формам (и зонам повышенной нарушенности) в бортах прогибов и депрессий; валообразным и горст-антиклинальным поднятиям в пределах отрицательных вулканоструктур; позитивным и негативным (купольно-кольцевым) сооружениям, осложняющим упомянутые поднятия, и, наконец, интрузивным массивам, субвулканическим и экструзивным телам.

Глубина распространения промышленного оруденения золото-серебряных месторождений изменяется в широких пределах. Она максимальна на проявлениях, рудные тела которых расположены непосредственно в жерловинах и жерловых зонах палеовулканов. Вертикальный размах оруденения на проявлениях, выявленных в прижерловых (и удаленных) зонах, менее значителен.

Главные причины различий месторождений в диапазоне распространения промышленного оруденения обусловлены разной мощностью, а соответственно и продуктивностью палеогидротермальных систем и вулканических центров, с развитием которых сопряжено формирование золото-серебряной минерализации; неодинаковой стабильностью $P-T$ условий в период рудообразования.

Ярусно-этажное размещение оруденения на многих золото-серебряных месторождениях обусловлено: этапностью и стадийностью развития тектоно-магматических и рудообразующих процессов; особенностями структуры (месторождений, участков, зон и тел), характером разрезов рудовмещающих пород, их физико-механическими и другими свойствами и т.д. Следует различать телескопирование и ярусно-этажное распределение разнотипного и разновозрастного оруденения.

Ярусно-этажное размещение оруденения, связанного с одной стадией тектоно-магматического развития вулканогенных поясов, проявляется в масштабах: а) месторождений (рудоносные участки располагаются среди пород разных структурных этажей); б) рудоносных участков (рудные тела располагаются в несколько ярусов среди пород одного этажа); в) рудных тел (обогащенные участки располагаются на разных гипсометрических уровнях среди пород одного этажа или среди пород разных этажей).

Модели геологических обстановок локализации месторождений и признаки ярусно-этажного размещения золото-серебряного оруденения необходимо использовать для повышения эффективности прогнозно-поисковых, оценочных и разведочных работ в разных структурно-формационных зонах субазальных вулканогенных поясов и областей тектоно-магматической активизации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бемер М., Штол Й. Закономерности размещения и развития эндогенного оруденения в неовулканитах Центральной Словакии // Геология и геохимия рудных месторождений. М.: Мир, 1971. С. 136–146.
2. Гицулеску Т.П., Боркош М. Структурный контроль металлогенеза, связанного с поздним проявлением магматизма в рудных районах Трансильвании // Геология и геохимия рудных месторождений. М.: Мир, 1971. С. 107–109.
3. Гладков В.Г., Хомич В.Г., Чеглоков С.В. Об элементах унаследованности некоторых особенностей строения кристаллического фундамента в структуре Балейского рудного поля // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита: Забайк. фил. геогр. о-ва. 1969. Вып. 35, ч. 1. С. 221–224.
4. Косыгин Ю.А. Геологические структуры и структурно-вещественные ассоциации // Геология и геофизика. 1964. № 7. С. 3–12.
5. Ляхов Ю.В. О горизонтальной и вертикальной температурной зональности в пределах Балейского рудного поля: Восточное Забайкалье // Минералогическая термометрия и барометрия. М.: Наука, 1968. С. 240–247.
6. Масуренков Ю.П. Вулканы над интрузиями. М.: Наука, 1979. 219 с.
7. Пэк А.А. Гидродинамические условия концентрирования восходящего потока

- гидротермальных растворов в антиклинальных и синклиналиных складках // Докл. АН СССР. 1979. Т. 246, № 3. С. 686–689.
8. Сафонов Ю.Г., Максимов С.С., Хомич В.Г. Структура месторождений и физико-механические свойства пород Балейского рудного поля // Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М.: Наука, 1973. С. 211–222.
 9. Хомич В.Г. Типизация структурных условий локализации золото-серебряной минерализации орогенных и активизированных областей // Тез. докладов VI симпоз. МАГРМ. Тбилиси: ГИН АН ГССР, 1982. С. 168–169.
 10. Шер С.Д. Металлогения золота. М.: Недра, 1974. 250 с.
 11. Gross W.H. New ore discovery source of silver-gold veins, Quanaajuato, Mexico // Econ. Geol. 1975. Vol. 70, N 7. P. 1175–1189.
 12. Koschmann A.H. Structural control of the gold deposits of the Cripple Creek, Teller County, Colorado // Geol. Surv. Bull. 1949. N 955. P. 19–60.
 13. Lindgren W., Ransome F.L. Geology and gold deposits of the Cripple Creek, Colorado // Geol. Surv. Profess. Pap. 1906. N 54. 516 p.
 14. Petersen U., Noble M. et al. Geology of the Julcini mining district, Peru // Econ. Geol. 1977. Vol. 72, N 6. P. 931–949.

УДК 550.4

Д.Н. ТОПОР, А.А. ПЭК

ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ФАКТОРОВ СТРУКТУРНОГО КОНТРОЛЯ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОДАХ

Исследования проводились на одном из полиметаллических месторождений Карамазара. Задача исследований заключалась в определении влияния геолого-структурной обстановки на движение рудообразующих гидротермальных растворов. Схемы движения растворов рассчитывались методом конечных разностей на ЭВМ ЕС 1033. Сравнение различных вариантов расчета позволило определить основные гидродинамические механизмы структурного контроля оруденения. Влияние структурно-гидродинамических условий на размещение оруденения связано с различиями в интенсивности гидродинамического питания различных элементов геологической структуры месторождения.

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Месторождение приурочено к узлу пересечения долгоживущих разломов в краевой части вулканической депрессии, подвергшейся перестройке в орогенный период. В заполняющем депрессию вулканогенном комплексе выделяются два яруса [5]. Площадь месторождения сложена образованиями верхнего яруса. Залегание вулканогенных пород в целом моноклиальное с пологим (10–30°) падением к север-северо-востоку. Комплекс вулканитов общей мощностью около двух километров пересекается дайками фельзитов, граносиенитов и диабазовых порфиринов. Разрез вул-

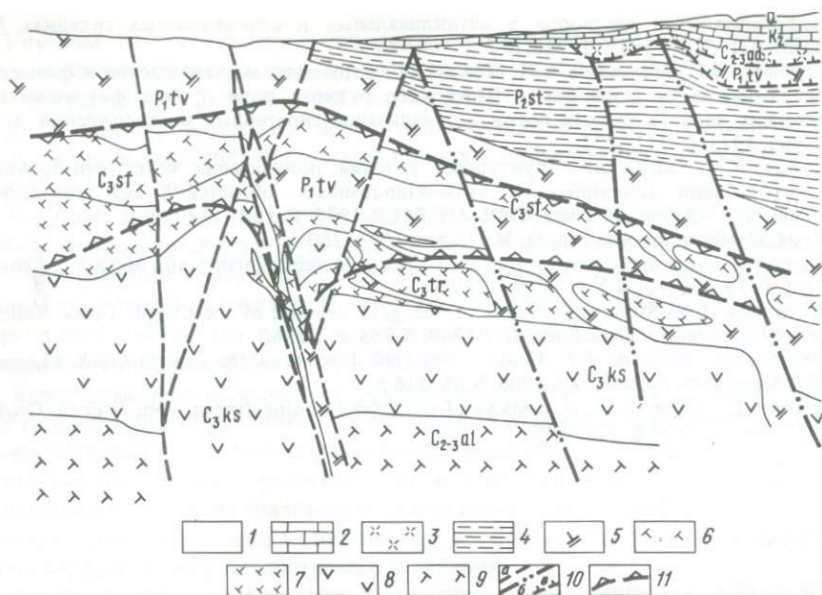


Рис. 1. Схематический геологический разрез через центральный участок месторождения, по данным В.Н. Вашкарина, П.К. Суворова, А.С. Тимонова и др.

1 — четвертичные отложения; 2 — известняки и мергели; 3 — кварцевые порфиры (адрасманская толща); 4 — терригенно-осадочные отложения; 5 — лавы и туфолавы трахидацил-липаритов (тавакская толща); 6 — туфы, туфопесчаники, лавобрекчия фельзолипаритов (сферолитовая толща); 7 — тонкофлюидальные лавы липаритов (тарызканская толща); 8 — андезит-дацитовые порфиры и туфы (кушайнакская толща); 9 — лавы, лавобрекчия и кластолавы липаритов (алмамысайская толща); 10 — разрывные нарушения: а — установленные, б — предполагаемые, в — альпийские надвиги; 11 — границы области с повышенными значениями скорости фильтрации рудообразующих растворов (по результатам моделирования)

канитов в восточной части месторождения перекрывается более молодыми, заполняющими эрозионную впадину терригенно-осадочными породами (рис. 1).

Наиболее древними образованиями, вскрытыми в пределах месторождения, являются лавы, кластолавы и туфы липаритов алмамысайской толщи, а также туфы и туфопесчаники трахидацил-липаритов кызылтауской толщи предположительно средне-позднекарбонового возраста. Залегающая выше оясайская свита представлена рядом толщ. Нижняя — кушайнакская сложена андезитовыми, андезит-дацитовыми порфирами и их туфами; средняя — тарызканская толща представлена в основном флюидальными лавами, туфолавами и лавобрекчиями риолитового состава; верхняя — сферолитовая, имеющая в свою очередь двухъярусное строение, сложена в своем основании туфами, туфопесчаниками и туфогравелитами риолитового состава, сменяющимися в верхней части фельзолипаритами, их лавами и лавобрекчиями с характерной сферолитовой текстурой. Вышележащие образования тавакской толщи представлены трахитами, трахилипаритами и трахидацил-липаритами, их лавами и игнибридами. На пересечении разломов в их зонах отмечаются породы жерло-

вых фаций — субвулканические аналоги эффузивных пород вулканогенной толщи.

В структуре рудного поля важную роль играют разрывные нарушения [4], расчленяющие площадь месторождения на блоки, вытянутые в северо-восточном направлении. Эти разломы относятся к типу малоамплитудных нарушений, развитых в пределах верхнего яруса и его отдельных горизонтов; их образование предположительно связано с более крупными швами, залеченными в процессе вулканической деятельности.

Общее моноклинное залегание вулканогенного комплекса осложнено структурными формами вулканического происхождения. В породах алма-лысайской толщи фиксируются магмовыводящие каналы, представленные крутопадающими дайкообразными телами. Рельеф кровли кушайнакской толщи образует в центральной части территории мощное куполообразное поднятие. В перекрывающих образованиях тарызканской и сферолитовой толщ установлены силлоподобные субвулканические тела.

Оруденение сосредоточено в основном в породах сферолитовой и тарызканской толщ; частично захватывает кушайнакскую и низы тавакской толщ. Рудовмещающие вулканы подверглись интенсивному гидротермальному изменению по типу, близкому к березитизации [1]. В генерализованном виде контур полиметаллического прожилково-вкрапленного оруденения образует полого залегающее пластовое тело, осложненное в подошве и кровле крутопадающими минерализованными зонами, развитыми вдоль разрывных нарушений и дайкообразных тел субвулканических пород.

В размещении минерализации в разрезе месторождения устанавливается зональность, выражающаяся в смене с глубиной барит-полиметаллического минерального комплекса медно-висмутовым. При этом характерно, что даже при резкой смене литологического типа пород, содержания и отношения содержаний различных компонентов руд изменяются плавно, постепенно. Это позволяет предполагать, что роль литологического (химического) контроля рудной минерализации была на месторождении второстепенной.

Структурный контроль оруденения носит ярко выраженный комбинированный характер. На размещение оруденения оказывали влияние разрывные нарушения различного ранга, характер залегания толщ рудовмещающих вулкаников, вариации мощности отдельных толщ, морфология тел субвулканических интрузивов. Как следствие наложения эффектов, связанных с различными факторами структурного контроля руд, границы полиметаллической минерализации, устанавливаемые опробованием, как правило, не совпадают с геологическими контактами, что затрудняет оконтуривание рудных тел.

Задача проведенных авторами исследований заключалась в гидродинамическом анализе факторов структурного контроля оруденения. Для исследований был выбран участок в средней части месторождения, на котором комбинированный структурный контроль рудной минерализации проявлен наиболее отчетливо.

Описание методики гидродинамического анализа структурных условий гидротермального рудообразования с изложением гидродинамических оснований подхода дано в работе [3]. Методика заключается в моделировании движения рудообразующих растворов в реконструированной геолого-структурной обстановке рудоотложения при предполагаемых граничных условиях процесса. Фактическую основу моделирования составляют данные о распределении в области фильтрации значений проницаемости геологической среды. В качестве метода моделирования первоначально использовался метод ЭГДА — электрического моделирования фильтрации на основе электрогидродинамической аналогии.

Метод ЭГДА был исторически первым и в течение долгого времени по существу единственным практически используемым методом моделирования фильтрации. В настоящее время в связи с развитием средств электронно-вычислительной техники появилась возможность численного моделирования. Его преимуществом является возможность прямого расчета на ЭВМ количественных характеристик процесса. При проведении исследований было использовано численное моделирование фильтрации.

Исследуемая область разбивалась регулярной ортогональной сеткой на квадратные ячейки. Значения проницаемости задавались во всех ячейках. Ячейки, расположенные по границам области, использовались для задания граничных условий.

В дискретизированной таким образом области фильтрации расчет движения растворов производился методом конечных разностей по программе, реализующей алгоритм, описанный в [9]. Программа, составленная на языке ФОРТРАН IV, моделирует двухмерную стационарную фильтрацию в неоднородной пористой среде. Вычислительный процесс организован следующим образом: 1) итеративная процедура вычисления для каждой ячейки значений гидродинамического давления; 2) вычисление для каждой ячейки компонент вектора скорости фильтрации; 3) вычисление для каждой ячейки скалярного значения скорости фильтрации; 4) вычисление для каждой ячейки направления вектора скорости фильтрации.

В качестве граничных условий принимались постоянные значения приведенного гидродинамического давления на верхней и нижней границах области фильтрации, боковые границы принимались условно непроницаемыми.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Из скважин и горных выработок были отобраны образцы пород из всех толщ месторождения. Определение проницаемости (газопроницаемости) производилось в лаборатории по стандартной методике [7]. Отбор проб производился с таким расчетом, чтобы охарактеризовать свойства толщ как из периферической части месторождения, где породы подверглись лишь минимальным (фоновым) изменениям, так и из центральной части месторождения, где породы в полной мере претерпели воздействие наложенных гидротермальных преобразований. Соответствующие

Таблица 1

Проницаемость вулканогенных толщ

Толща	Параметры распределения				
	$\bar{X}$	макс.	мин.	S	n
Неизменные					
Тавакская (I)	0,50	3,90	0,01	0,47	17
Сферолитовая (II)	15,71	48,50	0,10	17,68	34
Тарызканская (III)	1,16	4,99	0,12	1,58	15
Кушайнакская (IV)	0,006	0,035	0,001	0,035	23
Изменные					
Тавакская (I)	11,80	150,00	0,08	29,70	74
Сферолитовая (II)	74,10	520,00	0,50	110,80	35
Тарызканская (III)	44,00	280,00	1,40	72,50	9
Кушайнакская (IV)	3,90	22,50	0,005	5,90	16
Алматысайская (V)	2,27	22,20	0,01	6,16	14

П р и м е ч а н и е. Значения проницаемости даны в микродарси (10^{-6} д), $\bar{X}$ — среднее арифметическое значение параметра; макс. и мин. — наибольшее и наименьшее значения, S — среднее квадратичное отклонение, n — число определений; римскими цифрами в скобках обозначены толщи.

выборки обозначаются в дальнейшем как "неизменные" и "изменные" породы.

По полученным данным были определены среднестатистические значения проницаемости толщ месторождения (табл. 1). Как следует из приведенных данных, породы изученных толщ в фильтрационном отношении крайне неоднородны. Поэтому для оценки достоверности установленных различий средних арифметических значений проницаемости был использован метод сравнения средних по критерию Стьюдента [2]. Процедура сравнения заключалась в проверке для каждого параметра гипотезы о равенстве средних арифметических значений проницаемости в попарно сопоставляемых толщах.

Результаты произведенной статистической обработки данных представлены в табл. 2. Как видно, установленные различия средних арифметических значений проницаемости носят в группе неизменных пород, за единственным исключением результата сравнения тавакской и тарызканской толщ, статистически достоверный характер, а в группе измененных пород, наоборот, за единственным исключением результата сравнения тавакской и сферолитовой толщ, различия средних арифметических значений статистически не подтверждаются. Это показывает, что процессы гидротермального преобразования изменили свойства пород в направлении относительного сближения фильтрационных свойств сравниваемых толщ. Вместе с тем следует отметить, что отсутствие различий между толщами по критерию Стьюдента не следует трактовать как утверждение о фильтрационной тождественности сравниваемых образований. Если вывод о неравенстве сравниваемых средних значений является объек-

Т а б л и ц а 2

Сравнение средних арифметических значений проницаемости вулканогенных толщ по критерию Стьюдента

Сравниваемые толщ	Расчетное значение критерия Стьюдента	Критическое значение для уровня значимости 0,99	Заклучение о равенстве или неравенстве средних значений проницаемости $\bar{X}$
Неизменные			
I-II	5,01	2,403	Не равны
I-III	1,56	2,457	Равны
I-IV	7,79	2,423	Не равны
II-III	4,76	2,403	То же
II-IV	5,18	2,403	"
III-IV	2,83	2,457	"
Изменные			
I-II	3,27	2,365	Не равны
I-III	1,32	2,374	Равны
I-IV	2,10	2,374	"
I-V	0,93	2,374	"
II-III	0,98	2,423	"
II-IV	1,41	2,403	"
II-V	1,83	2,423	"
III-IV	1,66	2,500	"
III-V	1,30	2,508	"
IV-V	0,44	2,468	"

тивным свидетельством существенного различия между толщами, то вывод о равенстве означает лишь то, что использованный статистический критерий существенных отличий не улавливает, хотя они, возможно, существуют и могут быть выявлены при использовании более мощных статистических критериев [2].

В дальнейшем для нас основное значение будут иметь данные о проницаемости "неизменных" пород месторождения. Приведенные результаты показывают, что в группе "неизменных" пород наиболее проницаемыми являются породы сферолитовой толщ. Сопоставление с другими толщами выявляет последовательное уменьшение проницаемости в ряду: сферолитовая-тарызканская-кушайнакская толщ. Таким образом, намечается тенденция последовательного уменьшения проницаемости по мере увеличения глубины залегания толщ. Эта тенденция нарушается в верхней части разреза месторождения. По сравнению со сферолитовой толщей средние значения проницаемости пород вышележащей тавакской толщ уменьшаются больше чем в 30 раз. Такое относительное снижение значений проницаемости согласуется с представлением об экранирующей роли тавакской толщ [10].

Поскольку при гидродинамическом анализе структурных условий гидротермального рудообразования определяются не действительные скорости движения растворов, а только их относительные значения [3], пред-

Таблица 3

Относительная проницаемость вулканогенных толщ

Толща	Величина относительной проницаемости		Толща	Величина относительной проницаемости	
	по результатам определений	принятая при моделировании		по результатам определений	принятая при моделировании
I	83	100	IV	1	1
II	2618	2500	V	378	400
III	193	200			

ставим приведенные данные по проницаемости толщ в относительном выражении. Это удобно сделать, приняв проницаемость наименее проницаемой кушайнакской толщи условно за единицу. Пересчитанные в отношении к проницаемости кушайнакской толщи средние арифметические значения проницаемости остальных толщ месторождения приведены в табл. 3. Для алмалысайской толщи имеются данные только по "измененным" породам. Это связано с тем, что скважины, вскрывающие разрез алмалысайских отложений, пробурены в центральной части месторождения. Поэтому, следуя принятому принципу группировки данных, значения проницаемости алмалысайской толщи были отнесены в табл. 1 к группе "измененных" пород. Однако в действительности вулканиты алмалысайской толщи, для которых были получены данные по проницаемости, по степени изменения близки к фоновым измененным породам остальных толщ. Поэтому в табл. 3 они включены в группу "неизмененных" пород месторождения.

Приведенные в табл. 3 данные характеризуют степень фильтрационной контрастности толщ месторождения. Учитывая результаты анализа типовых структурно-гидродинамических схем, приведенные в работе [3], установленную степень контрастности следует оценить как значительную. Это позволяет предположить, что в структурном контроле оруденения соответственно важную роль играли структурно-гидродинамические факторы. Проверку этого предположения произведем на моделях, воспроизводящих в генерализованном виде разрез через выбранный участок месторождения (рис. 1).

Модель 1. Моделируемая область фильтрации представляет прямоугольник, расчлененный регулярной ортогональной сеткой на квадратные ячейки. Число ячеек: по горизонтали — 80, по вертикали — 70, во всей области фильтрации — 5600. Внутреннее строение области фильтрации задается путем приписывания ячейкам определенных значений проницаемости. Получаемая таким образом схема распределения значений проницаемости образует структурно-фильтрационную основу модели.

Структурно-фильтрационная основа модели 1 приведена на рис. 2. Схема представляет в генерализованном виде геологический разрез, приведенный на рис. 1. Геологические тела, для которых были приняты одинаковые значения проницаемости (покровные и межформационные образования тавакской толщи), на схеме объединены. Схема построена в вер-

ней части до предполагаемой горизонтальной палеоповерхности: над современным эрозионным уровнем показана толща тавакских пород. Терригенно-осадочные отложения как предположительно послерудные из схемы исключены.

Значения проницаемости толщ заданы как округленные значения их относительных величин (табл. 3). Граничные условия заданы исходя из предположения о восходящем движении растворов. Нижняя граница модели — питающий контур, верхняя граница — дренирующий контур, боковые границы — непроницаемые контуры.

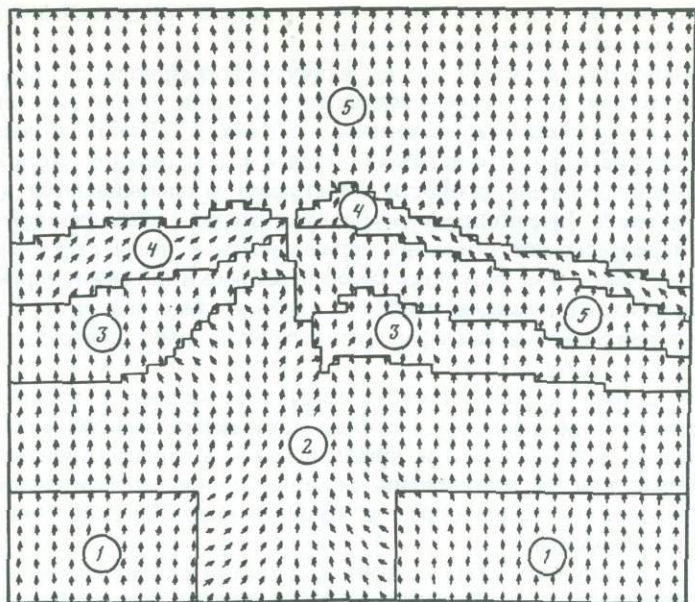
В результате расчета на ЭВМ поставленной таким образом гидродинамической задачи для каждой ячейки были определены значения направления и скорости фильтрации.

На рис. 2 стрелками показано направление движения растворов. Отметим моменты, имеющие наибольшее значение для последующего обсуждения проблемы. При этом для упрощения обозначения структурных элементов модели будем использовать названия соответствующих толщ.

В нижней части моделируемого разреза проявляются эффекты растекания растворов из краевых блоков алмаleysайских пород в отложения кушайнакской толщи. Продвигающиеся по кушайнакским отложениям растворы затем стягиваются к подошве тарызканских отложений. Наиболее отчетливо такой процесс стягивания проявляется в центральной части модели. По отложениям тарызканской толщи и следующим за ней внутриформационным тавакским образованиям растворы продвигаются существенно восходящим потоком. В отложениях сферолитовой толщи в отличие от нижележащих толщ характер движения растворов резко меняется. Восходящее, поперечное к элементам залегания пород движение растворов сменяется существенно латеральным, послойным. Это латеральное движение растворов носит центростремительный характер, обуславливая стягивание потока к купольной части структуры. Как следствие такого стягивания, в отложениях тавакской толщи над сферолитовым куполом происходит растекание потока. По мере удаления от контакта со сферолитовой толщей эффекты растекания угасают.

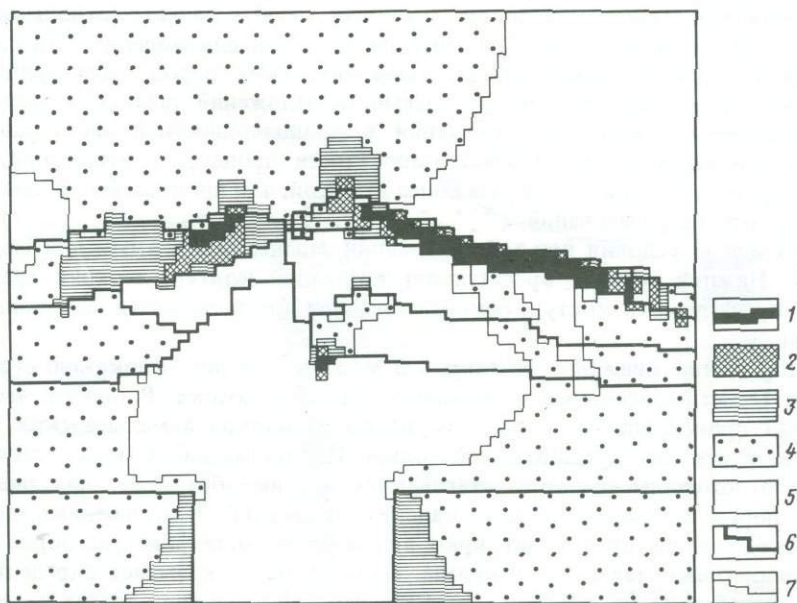
Представление о гидродинамическом строении потока, получаемое из рассмотрения данных о направлении движения растворов, становится существенно более полным при учете данных о распределении в моделируемой области значений скорости фильтрации. Соответствующая схема приведена на рис. 3. Значения скорости даны в приведенном выражении: в отношении к среднему значению скорости питающего потока. Таким образом, значение приведенной скорости $V = 1$ разделяет области с относительно повышенной ($V > 1$) и, наоборот, относительно пониженной ($V < 1$) скоростью движения растворов.

В приведенной на рис. 3 схеме с точки зрения поставленной задачи моделирования обращают на себя внимание следующие моменты. Вследствие низкой проницаемости пород кушайнакской толщи скорость движения растворов в центральной части модели с повышенной мощностью кушайнакских отложений относительно понижена. И наоборот, в краевых частях модели, где мощность кушайнакских отложений мала, устанавливаются относительно повышенные значения скорости фильтрации. Таким образом, на уровне кушайнакской толщи выделяются области с повышен-



Р и с. 2. Модель 1. Направление движения растворов

1–5 – элементы структурно-фильтрационной основы модели, пород толщ: 1 – алмалысайской, 2 – кушайнакской, 3 – тарызканской, 4 – сферолитовой, 5 – тавакской



Р и с. 3. Модель 1. Скалярные значения приведенной скорости фильтрации (v)

1 – $v > 2,5$; 2 – $2,5 > v > 2,0$; 3 – $2,0 > v > 1,5$; 4 – $1,5 > v > 1,0$; 5 – $v < 1,0$; 6, 7 – границы: 6 – элементов структурно-фильтрационной основы модели, 7 – областей с различными значениями v

ной скоростью восходящего движения растворов, разделенные областью с относительно угнетенной фильтрацией.

На уровне тарызканской толщи и внутриформационных образований тавакской толщи вследствие отмечавшегося выше процесса стягивания растворов к подошве тарызканских отложений область повышенных значений скорости фильтрации появляется и в центральной части модели.

Наибольшие значения скорости фильтрации устанавливаются в сферолитовой толще. Высокопроницаемые отложения сферолитовой толщи как бы перебрасывают поток из периферической части структуры в ее центральную часть. Как результат такой переброски потока в перекрывающих тавакских отложениях наиболее высокие значения скорости фильтрации устанавливаются над сферолитовым куполом в центральной части модели.

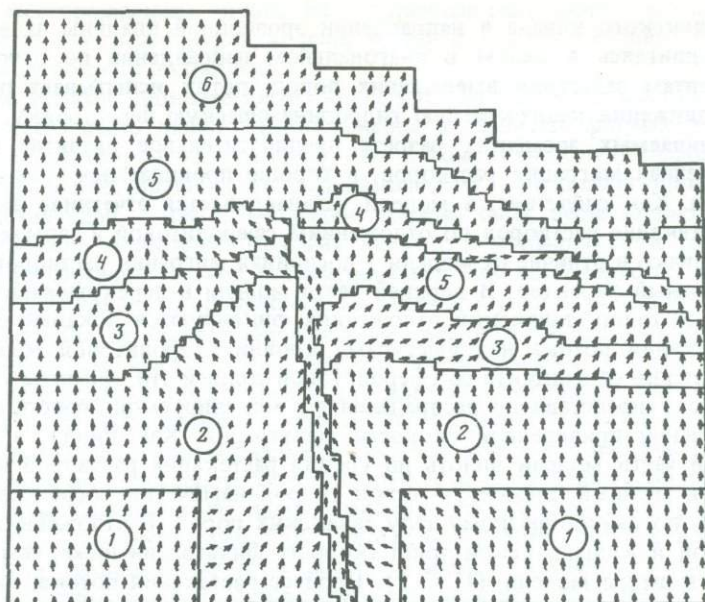
Модель 2. Как и рассмотренная модель 1, модель 2 воспроизводит в обобщенном виде имеющиеся данные о характере залегания тавакской, сферолитовой, тарызканской и кушайнакской толщ месторождения. Используемые при моделировании значения проницаемости толщ те же, что и в модели 1. Таким образом, база исходных фактических данных у моделей одинаковая.

Различие между моделями состоит в принятии разных гипотез об условиях развития процесса. В модели 2 в отличие от модели 1 предполагается, что рельеф палеоповерхности не был горизонтальным. На месте терригенно-осадочных отложений была эрозионная впадина. В нижней части разреза предполагается субвертикальное дайкообразное тело тавакских субвулканических пород, сливающееся в центральной части разреза с образованиями тавакской толщи (см. рис. 1). В остальных отношениях структурная основа модели 2 идентична принятой для модели 1 (рис. 4).

Проницаемость дайкообразного тела тавакских пород была принята при моделировании равной проницаемости отложений тавакской толщи. Проницаемость тавакских отложений в приповерхностной части разреза на основании их возможной затронутости процессами выветривания была принята условно в три раза более высокой, чем проницаемость остальных тавакских образований.

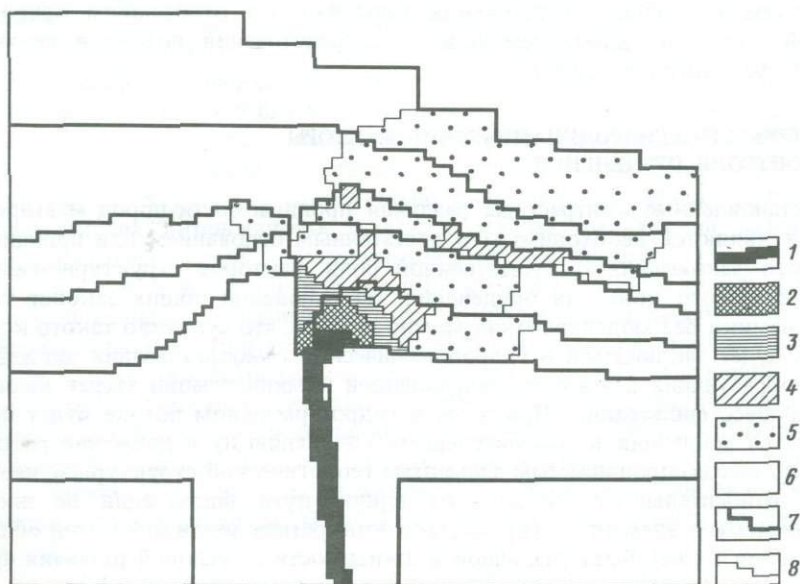
Граничные условия при моделировании заданы те же, что и для модели 1. Нижняя граница представляет питающий контур, верхняя граница — дренирующий контур, боковые границы предполагаются непроницаемыми.

Направление движения растворов в модели 2 на рис. 4 показано стрелками. Отметим основные особенности строения потока. В нижней части модели происходит растекание растворов из блоков алмалысайских пород в отложения кушайнакской толщи. Продвигающиеся по кушайнакским отложениям растворы стягиваются к дайкообразному телу тавакских пород и к подошве тарызканских отложений. В отложениях тарызканской толщи происходит ярко выраженное растекание растворов от дайкообразного тавакского канала. Этот процесс оказывает определяющее воздействие на строение потока в средней и верхних частях разреза вплоть до палеоповерхности моделируемой области фильтрации. Общая геометрия растекающегося потока характеризуется отчетливо проявленной асимметрией — основная часть растворов устремляется от подводя-



Р и с. 4. Модель 2. Направление движения растворов

Усл. обозначения 1–5 те же, что и на рис. 2; 6 – тавакские гипергенно измененные отложения



Р и с. 5. Модель 2. Скалярные значения приведенной скорости фильтрации (v)

1 – $v > 7$; 2 – $7 > v > 4$; 3 – $4 > v > 3$; 4 – $3 > v > 2$; 5 – $2 > v > 1$; 6 – $v < 1$; 7, 8 – границы: 7 – элементов структурно-фильтрационной основы модели, 8 – областей с различными значениями v

щего тавакского канала в направлении эрозионной впадины палеорельефа. Продвигаясь в целом в диагональном направлении по отношению к элементам залегания вмещающих пород, поток испытывает по пути своего движения многократную гидродинамическую перестройку. В плохо проницаемых элементах разреза предпочтительное развитие получает поперечная миграция растворов, в хорошо проницаемых — послойная миграция. Как следствие, в модели устанавливается отчетливо выраженное перетекание растворов по отложениям сферолитовой и тарызканской толщ. Однако в отличие от модели 1 послойная миграция растворов носит центробежный характер. В верхней части модели в перекрывающих сферолитовую толщу тавакских отложениях фиксируются локальные участки растекания потока над выступами кровли сферолитовой толщи. По мере удаления от контакта со сферолитовой толщей эти эффекты угасают.

На рис. 5 представлено распределение в моделируемой области скалярных значений приведенной скорости фильтрации. Как видно, в потоке в нижней части модели вплоть до уровня растекания растворов выделяется единственный элемент — ствол гидродинамически сосредоточенной миграции по дайкообразному телу тавакских пород. В отложениях алма-лысайской и кушайнакской толщ скорость фильтрации ниже, чем на питающем контуре модели ($V < 1$). Процесс растекания потока, начинающийся от подошвы тарызканской толщи, обуславливает появление одно-стороннего "веера" постепенно уменьшающихся значений скорости фильтрации в направлении от ядра растекания к эрозионной впадине палеорельефа. В пределах этого веера выделяются локальные области с относительно повышенными значениями скорости фильтрации, соответствующие участкам послойного перетекания растворов по отложениям сферолитовой толщи и гидродинамического сосредоточения потока в верхней части сферолитового купола.

СТРУКТУРНО-ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ КОНТРОЛЯ ОРУДЕНЕНИЯ

Установленные контрастные различия проницаемости пород месторождения являются необходимым и достаточным основанием для принципиального заключения о существенной роли факторов структурно-гидродинамического контроля оруденения. На основании общих законов гидродинамики без моделирования можно сказать, что существо такого контроля будет заключаться в гидродинамической самоорганизации движения рудообразующих растворов, направленной к минимизации затрат энергии на процесс фильтрации. При этом в гидротермальном потоке будет проявляться тенденция к относительному удлинению пути движения растворов по высокопроницаемым элементам геологической структуры и, наоборот, относительному укорочению длины пути фильтрации по плохо проницаемым элементам [6]. Однако конкретная реализация этой общей тенденции может быть различной в зависимости от условий развития процесса.

Экранирующая роль кушайнакской толщи. Кушайнакская толща в разрезе месторождения является наименее проницаемой. Соответственно гидродинамически она играет роль регионального (в мас-

штабе месторождения) экрана. Рассмотренные гидродинамические модели выявляют эту экранирующую роль толщи в слабой степени. Остановимся на этом вопросе подробнее.

Из-за низкой проницаемости пород кушайнакской толщи практически можно исключить любое предположение о развитых формах послойной миграции растворов по кушайнакским отложениям. Следуя сформулированному выше правилу гидродинамической самоорганизации потока, господствующей формой миграции должно быть существенно поперечное движение гидротерм. Поэтому наличие в кушайнакской толще рудной минерализации может рассматриваться как свидетельство глубинного подкушайнакского происхождения рудообразующих растворов.

Каково бы ни было происхождение рудообразующих гидротерм, значительные различия в проницаемости кушайнакских и алмалысайских отложений создают предпосылку для широкой послойной миграции растворов по алмалысайским породам. Это означает, что глубинное питание рудообразующей гидротермальной системы могло осуществляться в гидродинамически рассредоточенной форме с последующим собирательным движением растворов по алмалысайским отложениям в направлении к участкам "сквозькушайнакской" разгрузки потока. Другой возможный вариант — гидродинамически сосредоточенный источник, "смещенный" в плане относительно месторождения вследствие послойного перетекания растворов по отложениям алмалысайской толщи.

Растворопроводящие структуры в кушайнакской толще. Значение этого фактора иллюстрируется моделью 2. В модели 2 роль растворопроводящей структуры выполняет дайкообразное тело ("ножка") тавакских пород. Однако аналогичную роль могут выполнять также и любые другие высокопроницаемые секущие элементы — подводящие каналы практически всех надкушайнакских вулканитов, тектонические нарушения, зоны трещиноватости и др.

Мощность кушайнакских отложений. Важным фактором, контролирующим положение участков сквозькушайнакской разгрузки рудообразующих растворов, могла быть мощность кушайнакских пород. В участках относительно пониженной мощности кушайнакского экрана интенсивность процесса сквозькушайнакской разгрузки, как показывает модель 1, могла многократно усиливаться.

Рельеф кровли кушайнакских отложений. Наряду с общей мощностью кушайнакского экрана дополнительным фактором, способствовавшим гидродинамическому сосредоточению сквозькушайнакского потока, мог быть рельеф кровли кушайнакских отложений. Участки местного понижения кровли кушайнакских образований вследствие значительно более высокой проницаемости вышележащих тарызканских отложений могли играть роль местных дренирующих структур. Возможное влияние этого фактора иллюстрируется моделью 1 (эффект стягивания растворов в центральной части модели к подошве тарызканских отложений).

Растворораспределяющая роль сферолитовой толщи. Над кушайнакской толщей по величине проницаемости резко выделяются отложения сферолитовой толщи. Будучи наиболее проницаемыми образованиями в разрезе месторождения, отложения сферолитовой

толщи играют растворораспределяющую роль. Возможные проявления этого фактора иллюстрируются обеими описанными выше моделями. Таким образом, гидродинамическая роль сферолитовой толщи в надкушайнакском комплексе в принципе аналогична предположенной ранее гидродинамической роли алмалысайских отложений в подкушайнакской части разреза.

Экранирующая роль тавакских отложений. Подобно кушайнакской толще по отношению к алмалысайской, тавакская толща играет роль гидродинамического экрана по отношению к отложениям сферолитовой толщи. Экран этот менее контрастен, чем кушайнакский, однако его контролирующее влияние на распределение растворов в области рудотолжения может быть значительным. Если бы отсутствовали перекрывающие тавакские образования, то выявляемые обеими рассмотренными моделями формы существенно послонной миграции растворов по отложениям сферолитовой толщи были бы невозможными.

Роль "сферолитового купола". Существенно послонный характер движения растворов по отложениям сферолитовой толщи предопределяет возможность гидродинамического сосредоточения потока в ее отдельных участках. В общем случае это будут участки, наиболее приближенные к дренирующей палеоповерхности. В условиях горизонтальной палеоповерхности, как в модели 1, центростремительный характер движения растворов обуславливает гидродинамическое сосредоточение потока в апикальных частях "сферолитового купола".

Рельеф палеоповерхности. На строение гидротермально-го потока в надкушайнакском комплексе мог оказывать влияние рельеф палеоповерхности. Возможное значение этого фактора иллюстрируется моделью 2. Подобно отмеченным выше понижениям кровли кушайнакских отложений для сквозькушайнакского потока, понижения палеорельефа для надкушайнакского потока играют роль растворособирающих, дренирующих структур. Процесс перераспределения растворов происходит преимущественно по наиболее высокопроницаемым породам, поэтому отмеченное центростремительное движение растворов по отложениям сферолитовой толщи может подавляться (как в модели 2) противоположно направленным центробежным движением к местному понижению палеорельефа.

Перечисленные структурно-гидродинамические факторы выделены на основе сопоставления схем движения растворов в двух вариантах геолого-структурной обстановки рудообразования. Такой подход был принят потому, что степень геологической изученности не позволяет обосновать геолого-структурную палеорекострукцию условий формирования месторождения. Соответственно ни одна из приведенных моделей не рассматривается авторами как гидродинамическая палеорекострукция, т.е. как имитация действительной картины движения рудообразующих растворов. В таких условиях связь между гидродинамикой рудообразующего потока и размещением оруденения может быть охарактеризована только в общем виде.

Предполагая, как и в работе [8], что между скоростью движения рудообразующих растворов и количеством отложенных растворами руд имеет место положительная корреляционная связь, в качестве потенциаль-

но рудолокализирующих могут быть выделены элементы геологической структуры месторождения с повышенной скоростью фильтрации. В рассмотренных моделях такими элементами являются пластообразное тело, представленное образованиями сферолитовой, частично тарызканской и тавакской толщ (модель 1) и подводящее дайкообразное тело тавакских вулканитов (модель 2). Если объединить эти элементы, то благоприятный для рудолокализации объем может быть представлен в виде межформационной пологопадающей залежи с подводящим крутопадающим питающим каналом (см. рис. 1). Сопоставление с имеющимися предварительными данными о размещении минерализации показывает, что установленное на месторождении полиметаллическое прожилково-вкрапленное оруденение локализовано, как правило, в пределах выделенного объема.

Как отмечалось, оруденение на месторождении — прожилково-вкрапленное. Это означает, что движение рудообразующих растворов происходило как по поровым, так и по трещинным каналам фильтрации. Тем не менее при моделировании роль разрывных элементов геологической структуры мы не учитывали. Основанием для этого служит тот факт, что разрывные нарушения на выбранном участке месторождения представлены в основном непротяженными трещинами. Если трещинные каналы фильтрации не образуют непрерывной растворопроводящей системы, то осредненная проницаемость геологической среды близка к поровой проницаемости вмещающих пород [3].

При прочих равных условиях вклад трещинной составляющей в общую трещинно-поровую проницаемость среды тем больше, чем меньше поровая проницаемость пород. Поэтому следует ожидать, что относительная роль прожилковой минерализации будет больше в плохо проницаемых породах кушайнакской толщи; вкрапленной минерализации — в хорошо проницаемых породах сферолитовой толщи. Предварительные данные о размещении на месторождении прожилковой и вкрапленной минерализации согласуются с этим предположением.

В качестве подводящей структуры при моделировании было принято дайкообразное тело тавакских пород. Как отмечалось, это — предполагаемая структура. Результаты моделирования показывают, что если на месторождении такой вулканический канал будет действительно установлен, то в нем можно ожидать проявления рудной минерализации. Другие возможные типы раствороподводящих структур — скрытые разломы и зоны трещиноватости.

Рассмотренные структурно-гидродинамические модели основывались на данных о проницаемости неизмененных пород месторождения. Вместе с тем, как следует из результатов проведенных исследований, проницаемость пород в гидротермальном процессе менялась. Наложенные гидротермальные преобразования увеличивали проницаемость всех без исключения толщ месторождения (см. табл. 1), наименьшее увеличение проницаемости (в 4,7 раза) устанавливается для наиболее проницаемой сферолитовой толщи, наибольшее (в 650 раз) — для наименее проницаемой кушайнакской толщи. Как следствие такого характера наложенных преобразований, свойства гидротермально измененных пород месторождения оказываются сближенными (см. табл. 2). Изменение проницаемости вызывало

сопряженные изменения в гидродинамическом строении потока. Следуя тенденции сближения свойств различно проницаемых толщ, общая направленность этих изменений заключалась в уменьшении неоднородности распределения значений скорости фильтрации.

Таким образом, как любое моделирование, гидродинамический анализ представляет моделируемый процесс в упрощенном, схематизированном виде. Схематизация обусловлена двумя основными причинами: неполнотой исходных данных и ограниченными возможностями моделирования. Ограничения, связанные с возможностями моделирования (неучет в моделях объемного характера фильтрации, нестационарности гидротермального процесса, анизотропии проницаемости пород и др.), зависят от программного обеспечения расчетов. Ограничения, обусловленные неполнотой геологической информации, имеют принципиальное значение.

Проведенные авторами исследования основывались на данных, полученных в процессе разведки месторождения. При проведении разведочных работ имеющиеся сведения о геологии месторождения всегда неполны. Вместе с тем вопрос о механизмах структурного контроля оруденения особенно актуален, поскольку различные представления о структурном контроле ведут к принятию различных решений о направлении геологоразведочных работ. В условиях дефицита необходимой для моделирования геологической информации может быть использован реализованный в настоящем исследовании методический прием, заключающийся в сравнительном анализе различных схем геолого-структурной обстановки рудообразования. В такой постановке гидродинамический анализ приобретает смысл метода модельной проверки гипотез о структурно-гидродинамическом контроле оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Болдырева М.М., Ходанович П.Ю.* Околорудные метасоматиты медно-висмутовых месторождений Восточного Карамазара // Вопросы геологии и генезиса полезных ископаемых. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. Вып. 3. С. 32–54.
2. *Бондаренко В.Н.* Статистические решения некоторых задач геологии. М.: Недра, 1970. 205 с.
3. Геологическая среда и структурные условия гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1982. 222 с.
4. Космическая информация в геологии. М.: Наука, 1983. 534 с.
5. *Лаверов Н.П., Томсон И.Н., Полуэктов В.Н., Кочнева Н.Т.* Оrogenная структура Чаткало-Кураминского региона и ее влияние на размещение оруденения // Эндеогенные рудные месторождения. М.: Наука, 1980. С. 20–42.
6. *Огильви Н.А.* Физические и геологические поля в гидрогеологии. М.: Наука, 1974. 203 с.
7. Определение петрофизических характеристик по образцам. М.: Недра, 1977. 432 с.
8. *Пэк А.А., Чернышев В.Ф., Буздин В.А.* Палеогидродинамические условия локализации контактово-инфильтрационных скарнов месторождения Ингичке // Геол. руд. месторождений. 1980. № 1. С. 24–35.
9. *Харбух Дж., Бонем-Картер Г.* Моделирование на ЭВМ в геологии. М.: Мир, 1974. 264 с.
10. *Эргашев С.Б., Бакланов А.М., Латыпов Х.Л.* Об экранирующей роли тавакской подсыты и некоторых особенностях литологического контроля размещения рудных месторождений Центрального Карамазара // Рудные поля Карамазара. Душанбе: Ирфон, 1975. Т. 3. С. 252–269.

В.И. КАЗАНСКИЙ, Ю.М. СОКОЛОВ

ВЗАИМОСВЯЗИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР, МЕТАМОРФИЗМА И МЕТАЛЛОГЕНИИ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ БАЙКАЛО-АЛДАНСКОГО РЕГИОНА

В соответствии с научной программой проекта № 91 "Металлогения докембрия" МПГК для сравнительного изучения и межконтинентальной корреляции архейских и протерозойских комплексов и минеральных месторождений были выбраны пять опорных регионов. Один из них — южная часть Сибирской платформы и ее докембрийское складчатое обрамление. Как известно, на материалах по Алданскому щиту, Становому хребту, Северо-Байкальскому нагорью разрабатывались многие фундаментальные проблемы тектоники, стратиграфии, петрологии и металлогении докембрия.

В последние десять лет здесь проведены широкие геологические и геофизические работы, детально исследованы ранее известные и новые типы минеральных месторождений. Главным стимулом для более глубокого изучения территории стали строительство Байкало-Амурской железнодорожной магистрали и освоение прилегающих к ней площадей [3, 11].

В результате многие традиционные представления о геологии и металлогении Байкало-Амурского региона подверглись решительному пересмотру. Новые факты и новые идеи явились основой для энергичных дискуссий на всесоюзных совещаниях по металлогении докембрия Восточной Сибири (Иркутск, 1981 г.) и докембрийским троговым структурам Байкало-Амурского региона (Новосибирск, 1983 г.). Они также вошли в книги по медистым песчаникам Удокана, Прибайкальскому свинцово-цинковому поясу, Холодненскому колчеданному месторождению, опубликованные по линии проекта [5, 11, 14, 18]. В задачу авторов не входит общая характеристика докембрийской геологии и металлогении Байкало-Алданского региона. Цель этой статьи¹ — показатель на ряде конкретных примеров, как изменяются взаимосвязи тектоники, метаморфизма и рудообразования при переходе от архейских троговых структур и полиметаморфических комплексов Алданского щита к раннепротерозойским подвижным областям Северного Прибайкалья, эпикратонным впадинам и среднепротерозойским зонам активизации Кодаро-Удоканского района.

ТРОГОВЫЕ СТРУКТУРЫ И ПОЛИМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ АЛДАНСКОГО ЩИТА

В последние годы в западной части Алданского щита выделены так называемые раннекембрийские троговые структуры — возможные аналоги архейских зеленокаменных поясов. Предполагается, что они входят в со-

¹ По докладу, зачитанному на Международном симпозиуме по металлогении раннего докембрия в Чанчуне, КНР.

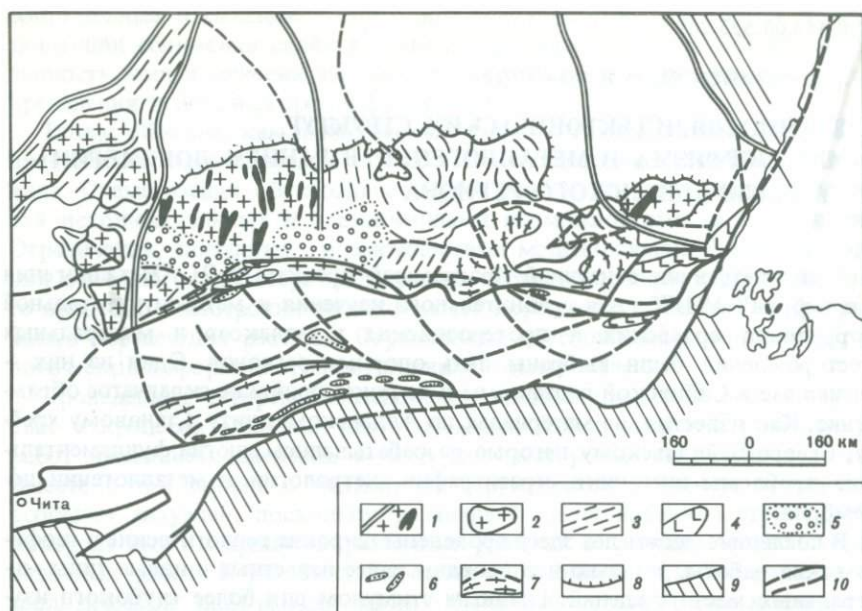
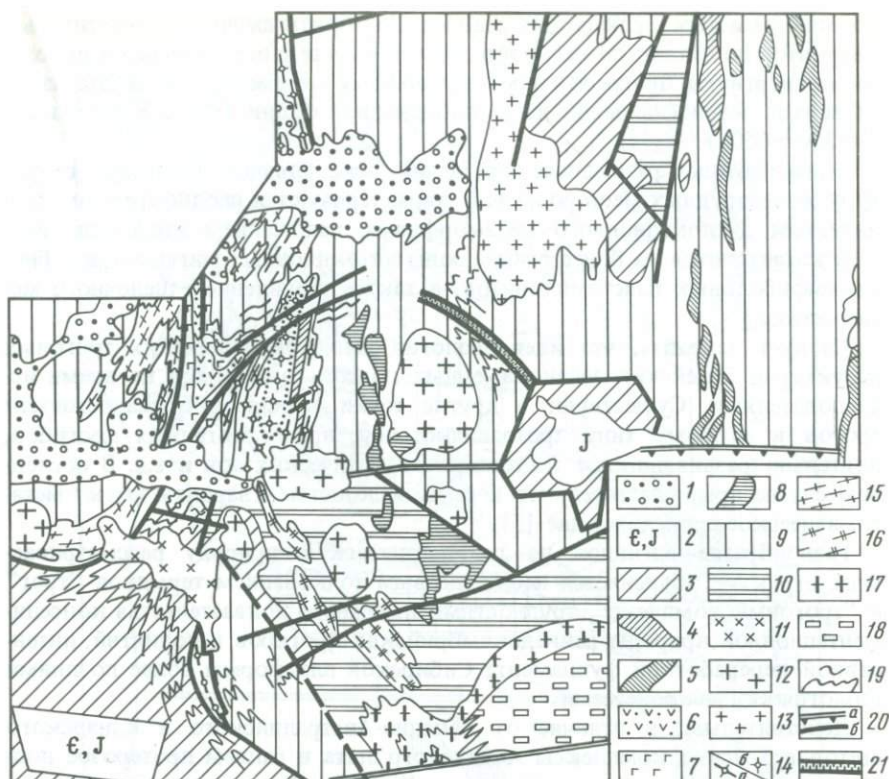


Рис. 1. Соотношения Чаро-Олекминского кратона со смежными подвижными поясами, по В.Г. Кушеву [5]

1 — архейские кратоны (черным показаны зеленокаменные пояса); 2 — глыбы архея в пределах подвижных поясов; 3 — подвижные пояса; 4 — пластовые тела анортозитов; 5 — перикратонные бассейны со слабо метаморфизованными выполнениями; 6 — осадочно-вулканогенные прогибы в краях подвижных поясов; 7 — зоны метаморфизма повышенного и высокого давления (краевые гранулиты); 8 — границы платформенного чехла; 9 — границы палеозойских; 10 — краевые швы и крупные разломы

став гранит-зеленокаменной области, или архейского кратона, окаймленного на востоке и юге более молодыми тектоническими зонами (рис. 1). Соответственно раннедокембрийские метаморфические толщи Алданского щита подразделяются на два комплекса: раннеархейское гнейсо-гранулитовое основание и позднеархейский-раннепротерозойский троговый комплекс. Как и на других щитах, комплекс основания сложен главным образом основными кристаллическими сланцами и разнообразными гнейсами, но в отличие от них он содержит мощные горизонты кварцитов, карбонатных и высокоглиноземистых пород, подвержен интенсивной региональной гранитизации и наложенному метаморфизму амфиболитовой фации. Минимальный возраст комплекса основания определен изохронным Pb—Pb методом в 3300 ± 200 млн лет.

Вулканогенно-осадочный комплекс троговых структур представлен метапесчаниками, кварцитами, слюдястыми амфиболитами, мраморами, метаконгломератами и метабазитами, иногда сходными по петрохимии с базальтовыми и перидотитовыми коматитами. Разрезы комплекса в разных структурах резко варьируют, что указывает на их независимое развитие во время седиментации и вулканизма. В современном виде троговые структуры представляют собой тесно сжатые синклинали и моноклинали, рассеченные крупными продольными и диагональными разломами,



Р и с. 2. Схема геологического строения западной части Алданского щита, по Г.М. Друговой и др. [5]

1 — четвертичные отложения; 2 — фанерозойские отложения (кембрий, юра); 3 — образования удоканской серии и их аналоги в грабенах; 4, 5 — грабен-синклинали: 4 — Итчилякская и Тасмизлинская; 5 — Сырылырская и Тургунчинская; 6, 7 — метавулканы олондинской свиты: 6 — ультраосновные и основные, 7 — средние и кислые, 8 — борсалинская серия; 9, 10 — частично переработанные комплексы: 9 — олекминский, 10 — курультинский; 11 — Сакуканский массив палеозойских сланцев; 12 — граниты PR_1 ; 13 — чароудоканские граниты AR_2 ; 14 — порфиробластические граниты: а — расщепленные, б — массивные (олекминский комплекс); 15 — плагииграниты, секущие олондинский комплекс; 16 — чарнокитонды; 17 — чарнокиты, окружающие с севера Каларский массив анортозитов; 18 — анортозиты Каларского массива; 19 — складчатые структуры этапа формирования постудоканской куполовидной структуры; 20 — разломы; 21 — поздние катаклазиты

по которым происходили неоднократные тектонические движения, вплоть до мезозоя и кайнозоя, когда западная часть Алданского щита испытала тектоно-магматическую активизацию и континентальный рифтогенез (рис. 2).

Именно в этих троговых структурах в последние годы открыты и изучены крупные месторождения железистых кварцитов, образующие новый железорудный бассейн на востоке Советского Союза. Лишь в Чаро-Токкинском районе запасы железных руд превышают 8 млрд.т. [20]. Железистые кварциты приурочены к позднеархейской борсалинской серии, которая имеет мощность около 3,5 км и состоит из метаандезитов, высо-

коглиноземистых и слюдистых сланцев. Горизонты амфибол-магнетитовых кварцитов достигают по мощности 80 м и вместе с окружающими породами подвергнуты прогрессивному зональному метаморфизму в диапазоне от верхов зеленосланцевой до амфиболитовой фации ($P = 2,5 \div 4,0$ кб и $T = 350 \div 650^\circ$).

Зоны крупных разрывных нарушений, определяющие блоковую структуру железорудных месторождений, характеризуются неоднократным проявлением дислокационного метаморфизма, наложением эпидот-хлоритовых катаклазитов на более ранние зоны инъекционных мигматитов и биотит-амфиболовых бластомилонитов, а также проявлением щелочного метасоматоза.

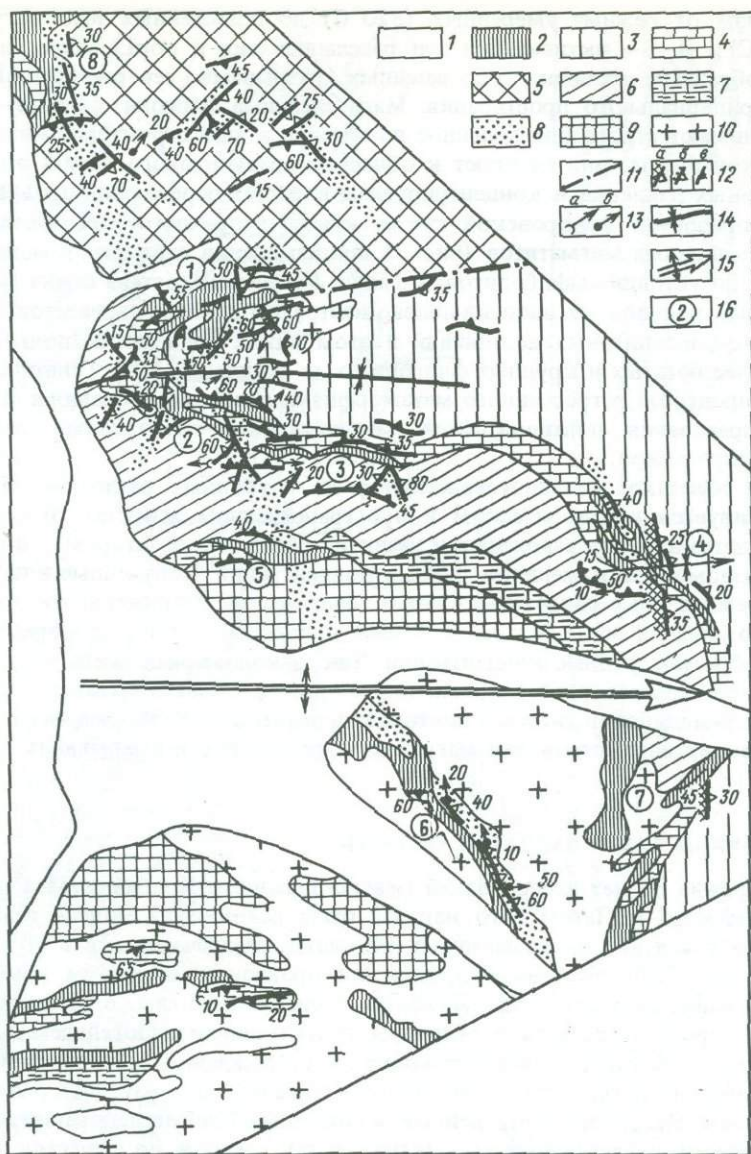
Следует заметить, что идея аналогии раннедокембрийских троговых структур и архейских зеленокаменных поясов разделяется не всеми исследователями. Существуют и другие точки зрения: о принадлежности трогов к особому типу протоавлакогенов, протоортогенных прогибов, длительно развивавшихся тектоно-метасоматических зон и т.д. В последнем случае предполагается, что и сами железистые кварциты имеют метасоматическое происхождение [5].

Разнообразие взглядов на геотектоническую природу рассматриваемых структур объясняется неодинаковым толкованием терминов "трог" и "троговый комплекс", трудностями надежного доказательства конседиментационной природы раннедокембрийских прогибов и поднятий, интенсивной переработкой фундамента Сибирской платформы более поздними геологическими процессами.

Действительно, в отличие от Западно-Австралийского и Канадского щитов архейские комплексы Алданского щита в раннем протерозое подверглись интенсивному ультраметаморфизму с образованием магнезиально-скарновых месторождений флогопита и магнетита, хрусталеносных жил и др.

Подавляющее большинство магнезиально-скарновых месторождений, придающих докембрийской металлогении Алданского щита своеобразные черты, локализуется по периферии Центрально-Алданского купола среди диопсидовых пород федоровской свиты. Согласно модели Д.С. Коржинского [7], месторождения образовались в результате последовательного метасоматического изменения магнезиальных пород под воздействием гранитной магмы и гидротермальных растворов. Температура формирования скарнов на ранних стадиях отвечала гранулитовой фации ($800-700^\circ\text{C}$), а на поздней — амфиболитовой ($700-550^\circ\text{C}$). Именно поэтому они сосредоточены в полях гранитизации и регрессивного метаморфизма гнейсо-гранулитового основания. К этому следует добавить, что наиболее крупные раннедокембрийские разломы Алданского щита (Тыркандинский, Скальный и др.) также сопровождаются проявлениями гранитизации и регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации.

Структурно-петрологическими исследованиями установлено, что рудовмещающий комплекс Алданского щита сформировался в течение двух тектоно-метаморфических циклов: I — образование рудоконтролирующей Нижне-Тимптонской куполовидной структуры, на заключительной стадии формирования которой возникли крутопадающие зоны вторичного рассланцевания; соответственно с этим эволюционирует гранулитовый мета-



Р и с. 3. Схема геологического строения района куранахских флогопитов месторождений, по М.Е. Салье и др. [13]

1 – четвертичные отложения; 2 – тела магнезиальных скарнов; 3, 4 – верхний горизонт; 5 – гнейсов, 4 – мраморов и кальцифиров; 5 – нерасчлененный средний–верхний горизонт; 6–9 – горизонты: 6 – средний гнейсовый, 7 – нижний мраморов и кальцифиров, 8 – мраморов и кальцифиров в зоне вторичного расщепления, 9 – нижний гнейсовый; 10 – гранито-гнейсы и граниты; 11 – пострудные разрывные нарушения; 12 – элементы залегания: а – вторичная сланцеватость, связанная с проявлением хлоритовой минерализации, б – вторичная сланцеватость, связанная с перекристаллизацией и новообразованием амфибола, в – первичная сланцеватость и слоистость; 13 – ориентировка: а – осей мелких складок, б – минеральной линейности; 14 – ось синклинали II порядка (синклиналь участка Зимнее); 15 – ось Хвойной антиклинали; 16 – месторождения: 1 – Зимнее, 2 – Угольное, 3 – Структурное, 4 – Предвиденное, 5 – Новое, 6 – Колтыскон, 7 – Поисковое, 8 – Трудное

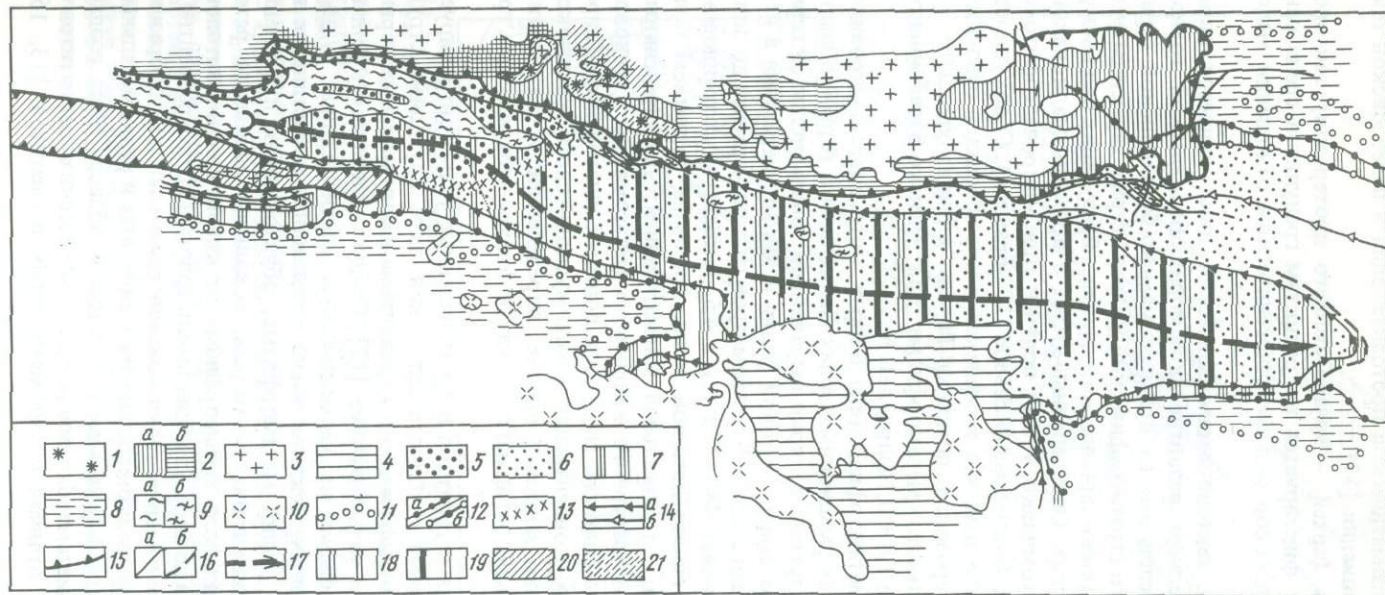
морфизм от режима умеренных (820°C) до пониженных температур — (710°C); II — активизация зон расслаивания и образование систем веерообразных складок, осложненных разрывами северо-западного и субмеридионального простираия. Магнезиальные флогопитоносные скарны занимают строго определенное положение в этой структурно-метаморфической шкале: они тяготеют к областям гранулитового метаморфизма умеренных давлений и концентрируются в местах пересечения продуктивных горизонтов федоровской свиты зонами вторичного расслаивания и инъекционных мигматитов (рис. 3) при изменении параметров метаморфизма до условий амфиболитовой фации. Изменение состава самих магнезиальных скарнов от диопсид-полевошпатовых, диопсид-паргаситовых до диопсид-флогопитовых ассоциаций в этом цикле приводит к появлению все более богатых и крупных флогопитовых скоплений [13]. Генетическая связь процессов регрессивного метаморфизма скарнообразования и флогопитообразования подтверждается закономерными вариациями состава клинопироксенов.

Как известно, металлогеническая роль глубинных разломов обычно анализируется в историческом и пространственном аспектах. В первом речь идет о времени заложения и развития разломов, во втором — о влиянии разломов на размещение рудных концентраций. Полученные в последнее время данные свидетельствуют о генетической сопряженности процессов, создающих зоны разломов, с теми процессами, которые формируют и преобразуют рудные концентрации. Так, закономерная смена минеральных парагенезисов разновозрастных тектонитов и метасоматитов в разломах Тыркандинской системы повторяет в целом общую эволюцию физико-химических параметров для магнезиальных скарнов и вмещающих их пород [1].

БАЙКАЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

В течение 80 лет исследований Северо-Западного Прибайкалья, Северо-Байкальского и Патомского нагорья была разработана модель геологического развития так называемых байкалид, заключающаяся в том, что замыкание Байкальской геосинклинали произошло в раннем кембрии, а эндогенная активность продолжалась в рифее—палеозое. В соответствии с этим время образования основных структурно-металлогенических зон области, в которых сформировались месторождения мусковитовых и керамических пегматитов, полиметаллов и железа, датировалось рифеем—палеозоем. Между тем проведенные за последние 7 лет исследования позволили внести существенные коррективы в эту схему и, по существу, предложить новую модель геологического развития Байкальской горной области, опровергнув представление о ней как о тектонотипе байкалид [8].

Используя методы структурно-метаморфического анализа, микропалеофитологии и Pb—Pb термоизохронный метод по цирконам (всего было изучено 69 проб), в Байкальской горной области удалось выделить архейский гранулит-гнейсовый фундамент, раннедокембрийские зеленокаменные пояса и одну (вместо трех) моноциклическую эпоху нижнепротерозойского (1,9 млрд лет) зонального метаморфизма в P - T -параметрах кинит-силлиманитового типа и, наконец, этапы рифейской тектоно-метамор-



Р и с. 4. Карта регионального метаморфизма и пегматитовых полей Северо-Байкальского нагорья, по Ю.М. Соколову и др. [16]

1 — метаморфические породы Чуйского геоантеклинория, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации (андалузит-силлиманитовый тип); 2 — мигматиты (а) и гнейсо-граниты (б) Чуйского геоантеклинория; 3 — граниты ирельского комплекса; 4 — гнейсо-граниты юго-восточного гнейсогранитного поля зоны (кианит-силлиманитовый тип); 5 — силлиманит-альмандин-мусковитовая субфация; 6 — кианит-альмандиновая субфация; 7 — эпидот-амфиболитовая фация; 8 — зеленосланцевая фация; 9 — мигматиты (а) и гнейсо-граниты (б) мамской серии; 10 — граниты конкудерского комплекса; изограды: 11 — биотита, 12 — граната-ставролита (а) и мусковитом; 13 — силлиманита; 14 — граница пегматитов: а — мусковитовых, б — кварц-полевошпатовых жил с зеленым мусковитом; 15 — границы структурно-фациальных зон; 16 — тектонические нарушения: а — установленные, б — предполагаемые; 17 — ось Мамского синеклинория; 18–20 — мусковитовые пегматиты: 18 — пегматиты II группы, 19 — пегматиты I и II групп, 20 — редко-металльные, 21 — керамические

фической и (или) метасоматической протоактивации и палеозойской тектоно-магматической активации [17].

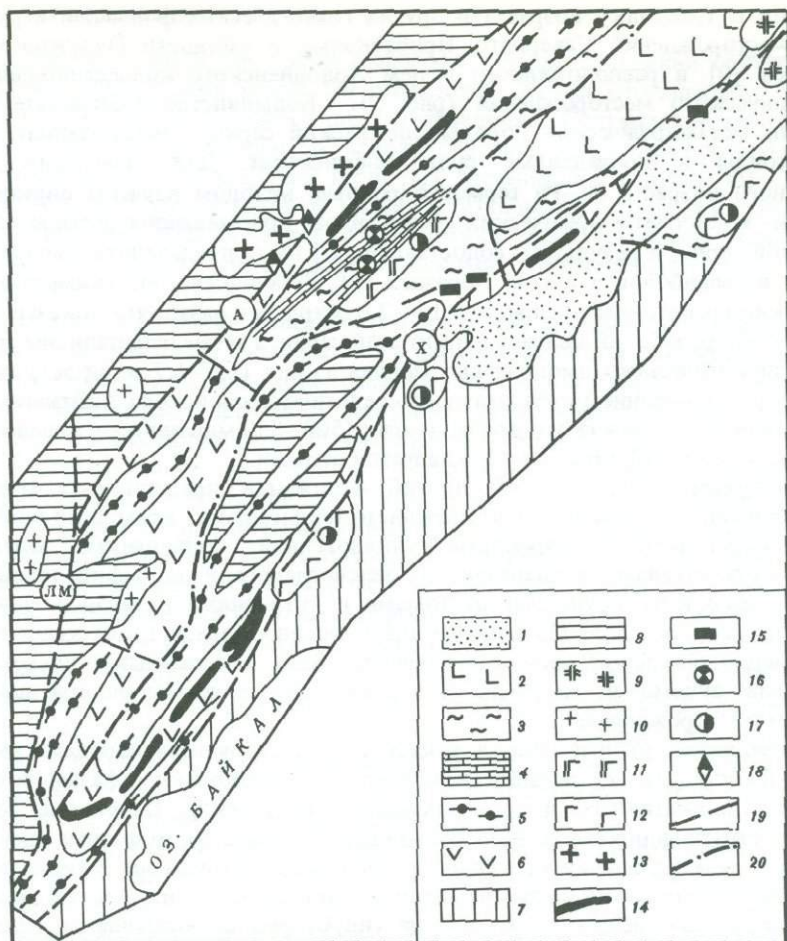
Раннедокембрийский (архей — начало раннего протерозоя) тектоно-метаморфический цикл фиксируется по реликтам гранулитов среди раннепротерозойских комплексов и в металлогеническом отношении малопродуктивен.

Раннепротерозойский тектоно-метаморфический цикл является определяющим в геологическом развитии докембрия Байкальской горной области и детально исследован на примере мамско-бодайбинской серии и ее аналогов. Литолого-стратиграфический разрез серии характеризуется компонентами терригенно-карбонатного флиша, образующих ряд выдержанных горизонтов и свит. Определенный ответ о времени осадконакопления метазональных комплексов был получен при микропалеофитологических исследованиях (исследовано свыше 110 образцов). Совокупность данных свидетельствует о том, что комплексы микрофоссилий относятся к верхам раннего протерозоя. С помощью Pb—Pb термоизохронного метода возраст регионального метаморфизма для мамско-бодайбинской серии определен равным $1,8 \pm 0,1$ млрд. лет.

Низкоградиентный метаморфизм типа Барроу этого возраста проявился во всех структурно-формационных зонах Байкальской горной области (рис. 4). Он характеризуется: а) ярко выраженной зональностью от серицит-хлоритовой зоны до амфиболитовой фации и зон мигматизации и пегматизации; б) резким перепадом P - T -параметров от зоны граната до зоны силлиманита, что составляет $480\text{--}720^\circ\text{C}$ и P 4,5–6 кбар; в) сохранностью ставролита до начала силлиманитовой зоны, широким развитием поля зеленосланцевой фации; г) локальной мигматизацией; д) интенсивным проявлением среднетемпературного кварцевого метасоматоза с одновременным развитием в пегматитах гидролиза полевых шпатов и формированием промышленных концентраций кварц-мусковитового комплекса. Мусковитовые пегматиты занимают вполне определенное место в региональной метаморфической зональности, будучи приурочены к зонам граната и силлиманита.

В итоге концентрация пегматитов в промышленные узлы контролируется тектоническими зонами глубокого заложения, экранирующими структурами, литолого-стратиграфическими горизонтами и определенным термодинамическим режимом метаморфизма [12]. Следует подчеркнуть решающее влияние метаморфизма на геохимическую специализацию рудных формаций. Это, во-первых, исключительно интенсивная и растянутая во времени регрессивная стадия метаморфизма, обусловившая проявление полного цикла пегматитизации; во-вторых, локальное изменение режима параметров регионального метаморфизма от кианит-силлиманитового низкоградиентного типа до андалузит-силлиманитового высокоградиентного типа, что соответственно изменяет геохимический режим пегматитообразования от мусковитовых до редкометалльно-мусковитовых и редкометалльных. Не случайно на примере Байкальской складчатой области была создана теория образования метаморфогенного-метасоматических пегматитов и найдены критерии их отличия от магматогенных пегматитов [13, 16].

Новые радиогеохронологические данные вносят принципиальные из-



Р и с. 5. Структурно-тектоническая схема Олохитского синклиория, по Э.Г. Дистанову и др. [5]

1 – венд-кембрийский нерасчлененный орогенный комплекс; 2–4 – позднепротерозойские комплексы: 2 – вулканогенно-карбонатный, 3, 4 – кремнисто-карбонатно-терригенный углеродистый (3 – существенно кремнисто-карбонатно-терригенные отложения, 4 – терригенно-карбонатные отложения); 5, 6 – вулканогенно-кремнисто-терригенный комплекс: (5 – терригенно-карбонатно-сланцевые отложения, 6 – вулканогенно-терригенные отложения); 7 – нижнепротерозойский офиолитовый комплекс; 8 – архей-нижнепротерозойский полиметаморфический комплекс, 9–13 – интрузивные образования: 9 – сиениты, граносиениты, граниты и сиенит-порфиры сыньырского комплекса, 10 – граниты и гранито-гнейсы мамско-оронского комплекса, 11 – интрузивы оливинит-перидотит-троктолитовой формации довыренского комплекса, 12 – интрузивы перидотит-пироксенит-габбровой формации, 13 – гранитоиды ирельского комплекса; 14–18 – рудопоявления и геохимические аномалии: 14 – железистые кварциты, 15 – колчеданно-полиметаллические, 16 – полиметаллические, 17 – сульфидные медно-никелевые, 18 – редкометальные; 19 – межблоковые разломы глубокого заложения: А – Абчадский, ЛМ – Лево-Миньский, Х – Холодинский; 20 – остальные разломы

менения в трактовку возраста и других геологических формаций и рудных месторождений Северного Прибайкалья, в частности Олоkitского прогиба [9] и расположенного в нем Холодненского колчеданно-полиметаллического месторождения (рис. 5). Большинство исследователей считали метаморфические породы олоkitской серии, прорывающие их гранитоиды и колчеданные руды рифейскими. Для выяснения их истинного возраста Pb—Pb термоизохронным методом изучены цирконы из син- и постметаморфических гранитоидов, прорывающих породы олоkitской серии, и результаты сопоставлены с K—Ar определениями возраста слюд и амфиболов в тех же образцах [9]. Установлено, что синметаморфические гранитоиды внедрились 1,9–2,0 млрд лет назад, что доказывает нижнепротерозойский возраст олоkitской серии, а затем испытали две эпохи радиологического омоложения. Первая из них (1,6–1,7 млрд лет) связана с формированием субазального среднепротерозойского Аkitканского вулкано-плутонического пояса, вторая (500–550 млн лет) — с каледонской активизацией Байкальской складчатой области.

Заполняющие Олоkitский прогиб отложения представлены тремя формациями — вулканогенно-кремнисто-терригенной, кремнисто-карбонатно-терригенной и карбонатно-вулканогенной, подвергнуты зональному метаморфизму в диапазоне от зеленосланцевой до амфиболитовой фации, рассечены крупными разломами и интрузиями базитов и гипербазитов (см. рис. 5). Оруденение представлено железистыми кварцитами, медно-никелевой минерализацией в связи с основными—ультраосновными рудами и, наконец, Холодненским колчеданно-полиметаллическим месторождением.

Колчеданные рудные залежи вместе с метаосадочными породами смяты в изоклинальные складки и подвергнуты нескольким фазам более поздних пликативных и дизъюнктивных нарушений. Пластовые тела иногда страгифицированы, но в большинстве случаев многофазные деформации и ремобилизация сульфидных минералов затрудняют определение количественных соотношений первичных и эпигенетических руд, что вызывает дискуссии между сторонниками гидротермально-осадочного, гидротермально-метасоматического и полиметаморфического их происхождения [2, 18].

Новые геологические и геохронологические факты позволяют сопоставить рудоносный Олоkitский прогиб с раннепротерозойскими колчеданноносными поясами Австралии и Финляндии. Но если в Австралии месторождения Брокен-Хилл, Маунт-Айза, Макатур-Ривер формировались в эпикратонном прогибе шельфового типа [21], а в Финляндии Главный сульфидный пояс с месторождениями Оутокумпу приурочен к древней зоне субдукции [19], то Олоkitский прогиб входит в систему крупных пограничных структур, обрамляющих с юга Сибирскую платформу.

Заметим, что длительное многоэтапное развитие таких структур приводит к пространственному совмещению на ограниченных площадях разновозрастных и разнотипных месторождений, появлению воистину загадочных их комбинаций в одних и тех же рудных районах.

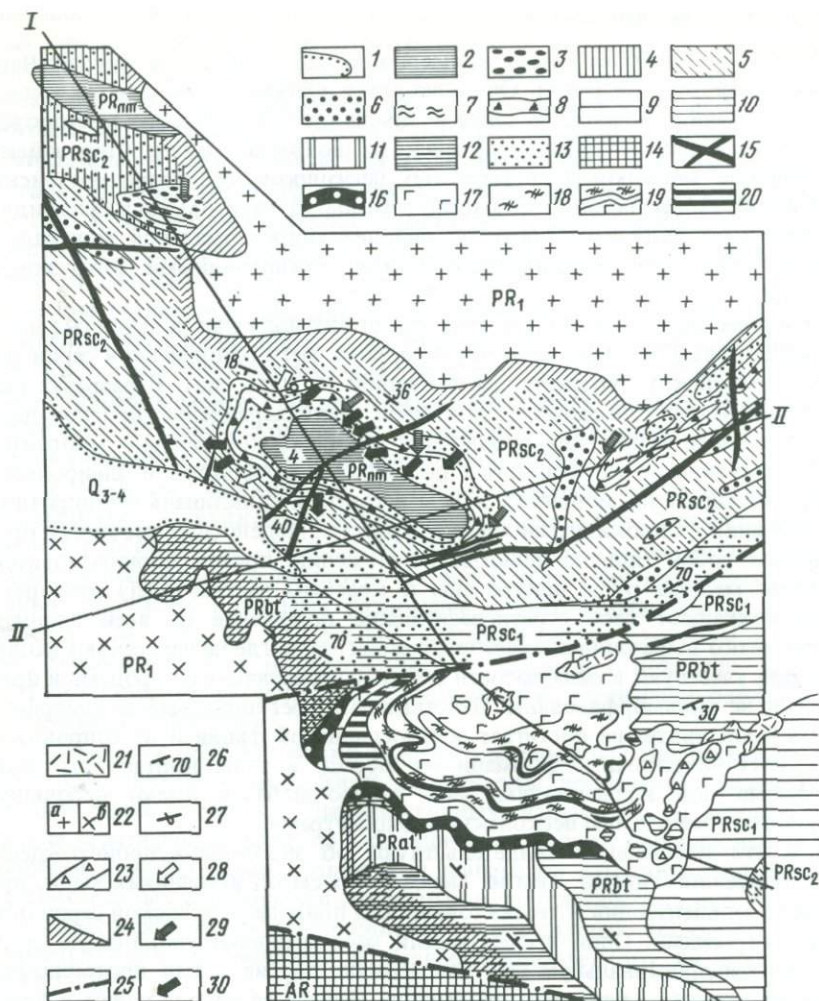
Одним из наиболее ярких примеров в этом отношении служит Чаро-Удоканский рудный район. Он расположен вблизи юго-западного узлового ограничения Алданского щита и объединяет Сулуматские месторождения железистых кварцитов архейского возраста, раннепротерозойское Удоканское месторождение медистых песчаников, среднепротерозойский Чинейский габбро-норитовый массив с титаномагнетитовыми и сульфидными медными рудами, а также проявления гидротермальной минерализации в связи со среднепротерозойскими гранитоидными интрузивами (рис. 6).

Наиболее широкой известностью среди них пользуются медистые песчаники Удокана [11]. Они залегают в верхней части одноименной серии раннепротерозойского возраста, расчлененной на пять свит. В разрезах всех свит преобладают песчаники, для низов серии характерны прослойки доломитов и известняков, для рудоносной намингинской свиты — многократное переслаивание косослоистых песчаников, аргиллитов и алевролитов. Свита достигает по мощности 520 м и смята в синклиналь субширотного простираения с опрокинутым южным крылом. Меденосные песчаники представляют собой типично дельтовые отложения, причем борнит-халькопиритовые медные руды приурочены к краевым частям русла палеореки. Руды сохраняют свое стратиграфическое положение на всей площади, имеют четко выраженный пластовый характер, нигде не пересекают напластования, участвуют в складчатости вместе с вмещающими породами и практически не метаморфизованы. Действительно, региональный метаморфизм рудоносной свиты не достигает зеленосланцевой фации и не сопровождается тектоническими деформациями пород, а зоны контактного метаморфизма под воздействием даек габбро-диабазов имеют небольшую мощность, измеряемую несколькими дециметрами.

Все эти наблюдения свидетельствуют об экзогенном происхождении месторождения Удокан. Тем не менее вопросы об источниках меди, причинах ее концентрации и геотектонической природе удоканской серии остаются открытыми. Одни исследователи рассматривают удоканскую серию как миогеосинклинальную или шельфовую, другие — как протоплатформенную, третьи — как протоорогенную. Иногда ее сопоставляют с недислоцированными гуронскими отложениями, в основании которых известны металлоносные конгломераты. Необходимо, однако, заметить, что в удоканской серии конгломераты играют резко подчиненную роль, эффузивные породы вовсе отсутствуют, а медное оруденение приурочено не к базальным слоям, а к верхней части разреза.

В геологической истории Чаро-Удоканского района отложение медистых песчаников совпадало с эпохой относительной стабилизации раннедокембрийских структур. Внедрение среднепротерозойского Чинейского массива и близких к нему по возрасту гранитоидных интрузий кодарского комплекса (1,8 млрд лет) было связано с новыми тектоническими импульсами, с протоактивизацией консолидированных структур земной коры.

В тектоническом плане Чинейский массив занимает симметричное положение по отношению к Удоканской синклинали и отделен от нее крупным разломом, изменяющим свое положение от широтного до северо-восточ-



Р и с. 6. Схема геологического строения центральной части хребта Удокан, по Ф.П. Кренделеву и др. [11]

1 — современные и верхнечетвертичные аллювиальные и ледниковые отложения; 2–13 — нижний протерозой: 2 — намингская свита — алевролиты, мелкозернистые песчаники, филлиты с горизонтами медистых алевролитов, 3, 4 — верхняя п. свита сакуканской свиты — 3 — конгломераты, 4 — косослоистые песчаники с прослоями алевролитов и филлитов, 5 — песчаники с неясной косою слоистостью, 6 — песчаники со скоплениями обломочных зерен минералов тяжелой фракции, 7 — мелкозернистые песчаники и алевролиты со знаками ряби, 8 — медистые песчаники и алевролиты (вне масштаба), 9 — нижняя подевита сакуканской свиты — косослоистые песчаники с прослоями алевролитов; 10 — бутунская свита — алевролиты и песчаники с прослоями доломитов и мраморизованных известняков, 11 — александровская свита — кварциты, песчаники, алевролиты, 12 — читкандинская свита — песчаники и кварциты, 13 — зоны ороговикования осадочных пород; 14 — выступы архейского фундамента; 15 — мощные дайки габбро-диабазов; 16 — базальные горизонты анортозитов и лейкогаббро Чинейской интрузии; 17 — габбро-нориты; 18 — пакки ритмично переслаивающихся габбро-норитов, анортозитов и рудных габбро; 19 — тела титаномагнетитовых руд (вне масштаба); 20 — пироксениты; 21 — эндоконтактные кварцевые диориты, монцититы, сенииты; 22 — гранитоидные интрузии: а — Каменская, б — Ингамакитская; 23 — ксенолиты пород бутунской свиты с оторочками титаномагнетитовых руд (не всег-

ного. Стратификация массива полого наклонена к этому разлому, а его общая форма напоминает лополит. Однако соотношения массива и разлома недостаточно ясны: либо разлом служил подводящим каналом, либо он ограничивает приподнятую часть первоначальной более крупной интрузивной залежи.

Чинейский массив принадлежит к числу расслоенных плутонов типа Садбери-Бушвельда—Стиллуотера и вместе с тем заметно отличается от них и по петрологии, и по металлогенической специализации [2]. Он сложен габбро-норитами, лейкократовым габбро анортозитами, пироксенидами, но не содержит ни горизонтов ультраосновного состава, ни пород кислой фазы и характеризуется чрезвычайно высокой насыщенностью флюидами исходного толеитового базальтового расплава континентальных областей. Об этом свидетельствует интенсивное преобразование вмещающих его пород удоканской серии на магматическом и постмагматическом этапах. Породы карбонатного состава превращены в магнезиальные скарны, а затем в диопсидовые и плагиоклаз-клинопироксеновые метасоматиты, терригенные породы — в альбит-актинолитовые и андезин-клинопироксеновые метасоматиты. Метасоматические изменения происходили при участии H_2O , F , B_2O_3 , CO_2 (см. разрезы I—I и II—II в работе II).

Металлогению Чинейского массива определяет комбинация железо-титановых руд с сульфидными медными. Титаномагнетитовые и ильменит-титаномагнетитовые руды по морфологическим признакам подразделяются на пластовые и жильные. Первые подчинены стратификации массива и концентрируются в его нижней и верхней (расслоенной) частях в габбро-норитах и анортозитах, вторые тяготеют к ксенолитам доломитов и известковых песчаников внутри массива. Как правило, железо-титановые руды содержат вкрапленность сульфидов железа и меди. Но главная часть сульфидного оруденения локализуется в экзоконтактной зоне массива.

При этом наиболее богатая сульфидная медная минерализация тяготеет к участкам контакта массива с доломитами и углистыми сланцами бутунской свиты, располагающейся в средней части удоканской серии. Предполагается, что активное взаимодействие базальтовой магмы с породами бутунской свиты сопровождалось увеличением парциального давления CO_2 во флюиде приконтактной зоны, что, в свою очередь, приводило к отложению сульфидных минералов. Имеются высказывания и о том, что медь была ассимилирована из рудоносных горизонтов удоканской серии.

Чинейский массив служит характерным проявлением протоактивизации тектоно-плутонического типа. Однако этот тип не является единственным. Протоактивизация консолидированных структур земной коры, достигшая своего максимума на рубеже 2,0—1,8 млрд лет, была ознаменована мощным и разнообразным эндогенным оруденением и по-разному совершалась в разных регионах [6]. Кроме тектоно-плутонического, выде-

да); 24 — контактовые роговики с гранатами, роговой обманкой, диопсидом, скаполитом; 25 — важнейшие тектонические нарушения; 26, 27 — залегание пород: 26 — прямое, 27 — опрокинутое; 28—30 — преобладающее направление течения, установленное по ориентировке косой слоистости в песчаных отложениях: 28 — подрудного горизонта с неясной слоистостью, 29 — в ясно косослоистых песчаниках, 30 — в медистых песчаниках рудного горизонта

лены также тектоно-вулканический, тектоно-метасоматический и тектоно-метаморфический типы областей протоактивизации. К тектоно-метаморфическому типу относится образование флогопитовых месторождений Алданского щита и мусковитовых пегматитов Байкальской складчатой области, к тектоно-вулканическому — эпитермальных месторождений Аkitканского вулканоплутонического пояса [6], к тектоно-метасоматическому — Даванской зоны смятия в Северо-Западном Прибайкалье [15]. Однако подробное их рассмотрение выходит за рамки настоящей работы.

Приведенные выше данные свидетельствуют о резкой тектонической и металлогенической дифференциации земной коры Байкало-Алданского региона в архее и раннем протерозое и об изменении характера связей между тектоникой, метаморфизмом и металлогенией во времени.

В целом эти изменения совпадают с общей эволюцией региональных и локальных структур докембрия. Но в отличие от Западной Австралии, Канадского щита, Южной Африки архейские комплексы Байкало-Алданского региона в раннем протерозое подверглись интенсивному метаморфизму и гранитизации. В мезозое обширные пространства Центральной и Восточной Азии, в том числе почти весь Байкало-Алданский регион, были охвачены тектоно-магматической активизацией, которая также сопровождалась интенсивным рудообразованием.

С этих позиций Байкало-Алданский регион представляет собой выдающуюся металлогеническую провинцию мира, где представлена единственная в своем роде комбинация раннедокембрийских комплексов и структур, в значительной степени переработанных более поздними геологическими процессами. Перечень месторождений, связанных с докембрийскими троговыми структурами Байкало-Алданского региона, несомненно, будет увеличиваться. Однако метод аналогий применим к этой территории лишь в известных пределах и должен занимать подчиненное место при оценке его потенциальных возможностей в отношении минеральных месторождений. Более того, докембрийские рудоносные структуры Байкало-Алданского региона настолько своеобразны, что заслуживают специальных комплексных исследований для решения общих проблем, касающихся первичной неоднородности континентальной земной коры и причин различной металлогенической специализации ее разновозрастных тектонических элементов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология и полезные ископаемые древних платформ. М.: Наука, 1984. 199 с.
2. Геология месторождений полезных ископаемых докембрия. Л.: Наука, 1981. 340 с.
3. Геология рудных месторождений зоны БАМ. Новосибирск: Наука, 1983. 187 с.
4. Докембрийские вулканические структуры Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1979. 67 с.
5. Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск: Наука, 1985. 200 с.
6. Казанский В.И. Эволюция рудоносных структур докембрия: архейские кратоны и области протоактивизации // Рудоносные структуры докембрия. М.: Наука, 1982. С. 7—68.
7. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 335—456.

8. *Кориковский С.П., Федоровский В.С.* Ранний докембрий Патомского нагорья. М.: Наука, 1980. 300 с.
9. *Кориковский С.П., Сумин Л.В., Аракелянц М.М.* и др. Возраст докембрийских гранитоидов центральной части Северного Прибайкалья (Олоkitская зона) по данным Pb—Pb термоизохронного и K—Ar методов // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, № 3. С. 688—693.
10. *Красный Л.И.* Геология региона Байкало-Амурской магистрали. М.: Недра, 1980. 159 с.
11. *Кренделев Ф.П., Бакун Н.Н., Володин Р.Н.* Медистые песчаники Удокана. М.: Наука, 1983. 247 с.
12. *Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма.* М.: Наука, 1981. 300 с.
13. *Основы металлогении метаморфических поясов докембрия.* Л.: Наука, 1984. 339 с.
14. *Прибайкальский полиметаллический рудный пояс.* Новосибирск: Наука, 1984. 134 с.
15. *Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона.* М.: Наука, 1982. 203 с.
16. *Соколов Ю.М.* Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. Л.: Наука, 1970. 190 с.
17. *Соколов Ю.М., Сумин Л.В., Тимофеев Б.В.* и др. Геологический возраст метаморфических и рудных формаций Байкало-Патомской складчатой области (Pb—Pb термоизохронный, микропалеофитологический методы) // Геология руд. месторождений. 1985. № 1. С. 48—57.
18. *Холодинское колчеданно-полиметаллическое месторождение в докембрии Прибайкалья.* Новосибирск: Наука, 1982. 206 с.
19. *Gaal G.* Nickel metallogeny related to tectonics in the Central Baltic shield // Rev. brasil. geociênc. 1982. Vol. 12, N 1/3. P. 437—444.
20. *Kazansky V.I., Moralev V.M.* Archean geology // Geol. Soc. Austral. Spec. Publ. 1981. Vol. 7. P. 111—120.
21. *Rutland R.W.R., Both R.A.* Major stratiform base metal deposits of the Australian Proterozoic // The development potential of Precambrian mineral deposits. N.Y. etc.: Pergamon press, 1982. P. 307—344.

УДК (553.241.2+553.242.6) (571.53/54)

М.П. ЛОБАНОВ, П.М. ХРЕНОВ, Г.М. ПЕДЯШ,
Ю.А. НОМОКОНОВА, Ю.П. ПОПОВ

О СООТНОШЕНИИ ТЕКТОНИТОВ И МЕТАСОМАТИТОВ ДАВАНСКОЙ ЗОНЫ СМЯТИЯ (Северо-Западное Прибайкалье)

Геоструктурное положение Даванской зоны смятия в Байкальском регионе определяется характером сочленения структур Саяно-Байкальского геосинклинально-складчатого пояса с фундаментом Сибирской платформы, местом и временем заложения краевого шва. До настоящего времени на этот счет нет единого мнения. Так, при обосновании геосинклинально-складчатой системы байкалитид [8] и краевого шва [1], а также краевых вулканоплутонических поясов [11] исходят из предположения о древнем архейском возрасте цоколя платформы (Ангарской плиты) и срезании его краевыми структурами либо складчатыми соору-

жениями. Соответственно Даванская зона смятия считается восточным пограничным разломом краевого шва платформы.

В 70-х годах была произведена сравнительная характеристика пород фундамента и нагорья [5] с использованием материалов глубоких параметрических скважин, пробуренных в пределах Ангаро-Ленской части Иркутского амфитеатра. На основании химического родства, минерального состава и структурных особенностей пород, главным образом гранитоидов, был сделан вывод о единстве тектоно-магматического развития фундамента и горно-складчатого обрамления. В этой трактовке Даванская зона смятия является структурой ограничения рифейской платформы, в которую входят и краевые поднятия: Байкальское, Чуйское и Тонодское, ранее относимые к геосинклинально-складчатому обрамлению.

С верхнего протерозоя Даванская зона смятия функционирует как глубинная разрывная структура корового заложения с широким развитием процессов дислокационного метаморфизма. По мнению ряда исследователей, наибольшей тектонической переработке, метаморфизму в пределах зоны подверглись породы вулканоглутионической ассоциации.

Проведенные в последние годы детальные структурно-петрологические и геохимические исследования Даванской зоны позволили более достоверно определить геологическую принадлежность дислокационно-метаморфических пород, вскрытых комплексом горных выработок (рис. 1). Они идентифицируются пофазно с гранитоидами ирельского интрузивного комплекса Аkitканской структурно-фациальной зоны и более древними породами. Последнее обстоятельство подтверждает высказанное К.В. Прохоровым [7] предположение о широком развитии деформированных пород среди образований Байкало-Муйского эвгеосинклинального пояса (нюрундуканская толща), видимо, ранее примыкавшего по Даванскому шву к гранитизированному кратону.

Определение Л.В. Слукиным возраста цирконов Pb—Pb термоизохронным методом из меланократовых ортосланцев, встречающихся в виде скиалитов в гранитоидах, дали значения 2130—2190 млн лет. Возраст гранитообразования — 1820—1900 млн лет; ход геологического омоложения — от 900 до 1770 млн лет. Остается неясным, является ли вся гамма омоложенных цифр следствием воздействия каледонской тектоно-магматической активизации, или омоложение есть суммарное следствие рифейского (1430—1620 млн лет) и каледонского (450 млн лет) этапов активизации. Анализы (Rb—Sr метод), выполненные изотопной лабораторией института земной коры СО АН СССР, фиксируют интервал возрастного максимума, соответствующего этапу магматической кристаллизации пород от 1825 до 1525 млн лет.

Структурно-метаморфические парагенезисы Даванской зоны смятия в разрезе через одноименный перевал представлены с востока на запад следующими ассоциациями пород (см. рис. 1; рис. 2): диафорито-гранито-гнейсовая (I); порфиритоидная диорито-сиенито-гнейсовая (II); граносиенито-очково-гнейсовая (III); катаклазит-гнейсо-гранитовая (IV); порфириодная бластомилонит-ортогнейсовая (V). Породы падают моноκлинально на юго-восток с углами 25—35° (см. рис. 2). Указанные ассоциации пород отражают два последовательных этапа деформаций.

Процесс формирования деформационных структур и метаморфизма

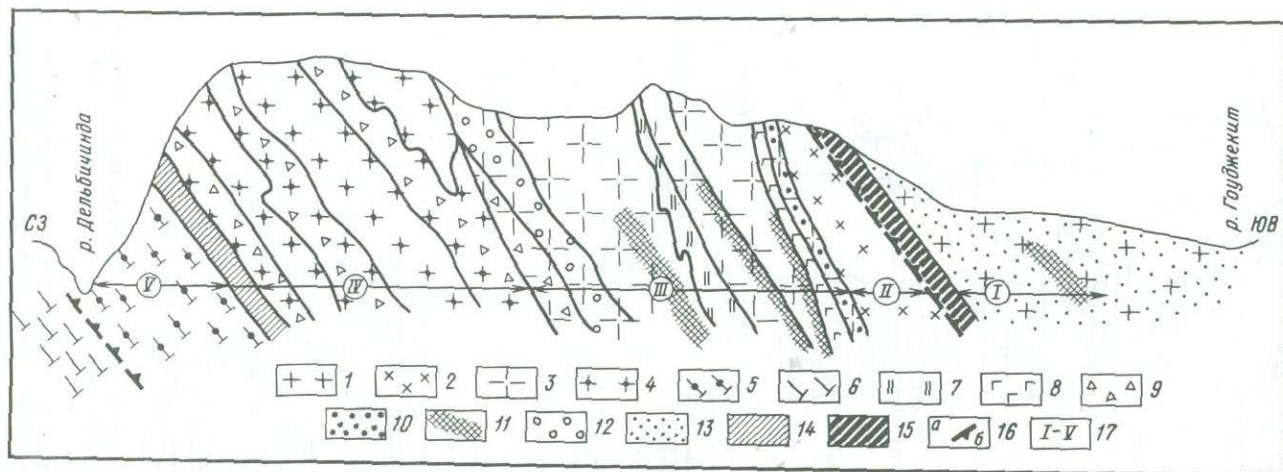


Рис. 1. Схематический геологический разрез Даванской зоны в междуречье Дельбичинды и Гоуджекига

1–5 – ассоциации пород: 1 – диафорит-гранито-гнейсовая, 2 – порфиристонидная диорито-сиенито-гнейсовая, 3 – граносиенито-очково-гнейсовая, 4 – катаклазит-гнейсо-гранитовая, 5 – порфиристонидная blastsмилонит-ортогнейсовая, 6 – субвулканические образования гранодиоритового состава в периферической зоне Дельбичиндинского субвулкана; 7, 8 – дайковые и дайкообразные тела: 7 – гранитов и гнейсо-гранитов, 8 – габбро-диабазов; 9 – адуляровые метасоматиты; 10 – гранат-эгиринальбитовые метасоматиты (альбититы); 11 – грейзены кварц-мусковитовой и кварц-серицитовой фаций; 12 – кремневые и окварцованные метасоматиты; 13 – блоки с широким проявлением процессов гранитизации и кремнeshелочного метасоматоза; 14 – зона брекчирования Кунерминского надвига; 15 – диафоритовая зона Восточного надвига; 16 – разломы (а) и надвиги (б); 17 – номера ассоциаций пород (пояснения в тексте)

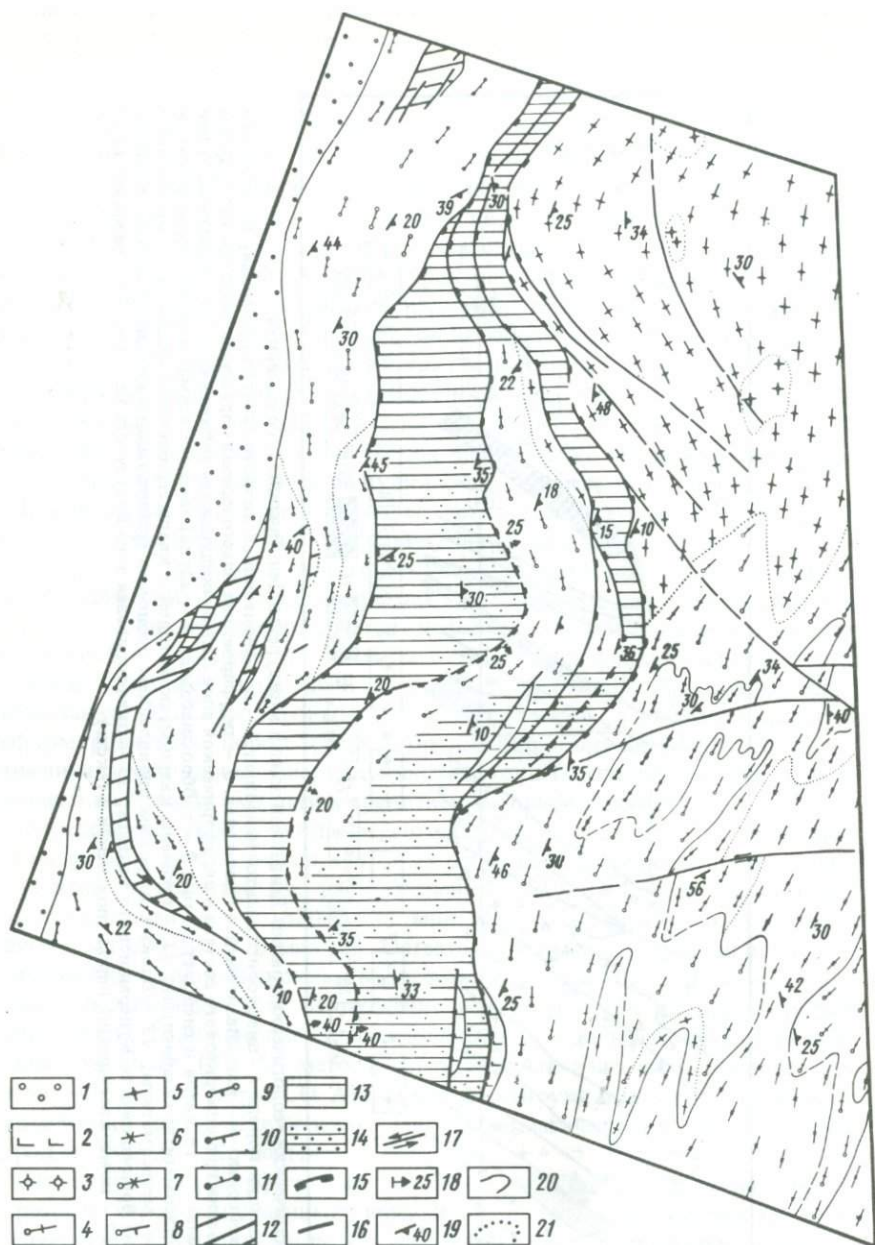


Рис. 2. Схема расположения тектонитов и метасоматитов по геологическому профилю трассы БАМ; по материалам В.И. Сизых, С.Н. Коваленко, А.Г. Пузуль и авторов

1 — четвертичные отложения; 2 — метагаббро; 3 — граниты аляскинские с гранулированным кварцем; 4 — гнейсо-граниты очково-полосчатые; 5 — гнейсо-граниты тонкополосчатые; 6, 7 — граносиенито-гнейсы: 6 — полосчатые, 7 — очково-полосчатые; 8 — гранит-порфиры; 9 — гранодиорит-сиенит-порфиры; 10 — гранодиорит-порфиры; 11 — диориты; 12 — зоны катаклизмов по породам порфиroidной

отчетливо распадается на две стадии. Для первой характерны структурные формы, указывающие на высокую степень пластичности среды. В это время формировались различные типы бластомилонитов, очково-полосчатых ортогнейсов и гранито-гнейсов в условиях метаморфизма амфиболитовой фации. Второй деформационный этап (каледонский?) характеризуется квазихрупким и хрупким типами разрушения горных пород. Интенсивное развитие катаклаза, брекчирования, какиритизации и пелитизации сопровождается дислокационным метаморфизмом фации зеленых сланцев (ассоциация IV).

Общими геохимическими особенностями главных типов пород, составляющих ассоциации, являются общий повышенный фон содержаний фтора, редких щелочей (рубидий, цезий), редких и рудных элементов (Nb, Zr, Y, Yb, La, Ce, Sc, Mo, Zn, Sn) с превышением кларков в 1,5–6,3 раза.

По результатам кластер-анализа отчетливо выделяются две группы элементов с биполярной связью. В составе одной из них, в свою очередь, обособляется рудная ассоциация (Nb, Sn, Mo, Zr, Cu, Au, Hg) с близкими уровнями связи с соответствующими петрогенными элементами (K, Na, Si, нередко Ca и Mg). Геохимическая дифференцированность рудных и петрогенных компонентов свидетельствует о ведущей роли различных типов метасоматитов в рудообразовании.

В соответствии с этапами и стадиями деформаций установлена определенная последовательность проявления гидротермально-метасоматических процессов регионального и локального характера, с которыми связан довольно обширный рудно-минерагенический комплекс.

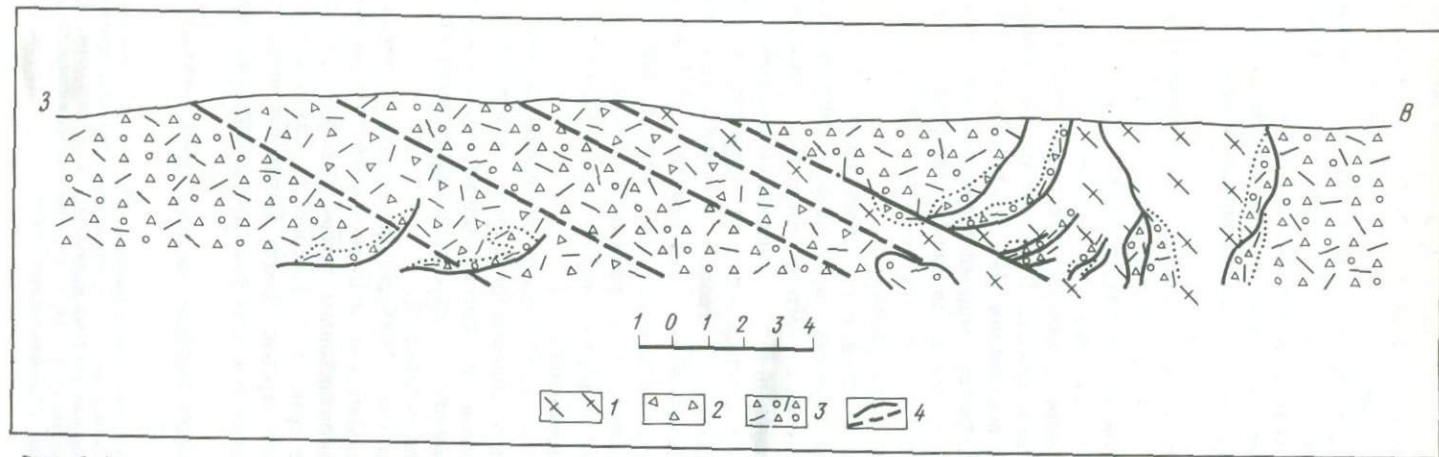
Редкометальная минерализация была выявлена в 1959–1961 гг. при средне- и крупномасштабных геологосъемочных работах (М.П. Лобанов, И.Н. Власов, О.М. Можаровский, И.В. Труханов, Н.Н. Вишняков). Продуктивные метасоматиты связывались либо с процессами динамотермального метаморфизма и палингенного гранитообразования [3], либо ультраметаморфизма [6], либо повторной гранитизации [9], а также с сиенитизацией и кислотным выщелачиванием [7].

В результате метасоматиты были разделены по составу и рудной специализации на микроклин-амазонитовые; микроклин-альбитовые с акцессорным сильвином и тантало-ниобатами; кварц-мусковитовые с акцессорным гельвином и касситеритом; гранат-эпидот-альбитовые с редкоземельной минерализацией.

Ю.П. Поповым в 1981–1985 гг. при металлогенических исследованиях выявлены эгирин-альбитовые и циркон-магнетитовые метасоматиты, приуроченные к экзоконтактовым зонам базификации селективных выплавов ("даванские граниты"). Наконец, в связи с изучением геологического разреза через перевал Дахон выявлены новые типы низкотемпературных метасоматитов в зоне развития дислокационного метаморфизма (см. рис. 2–4).

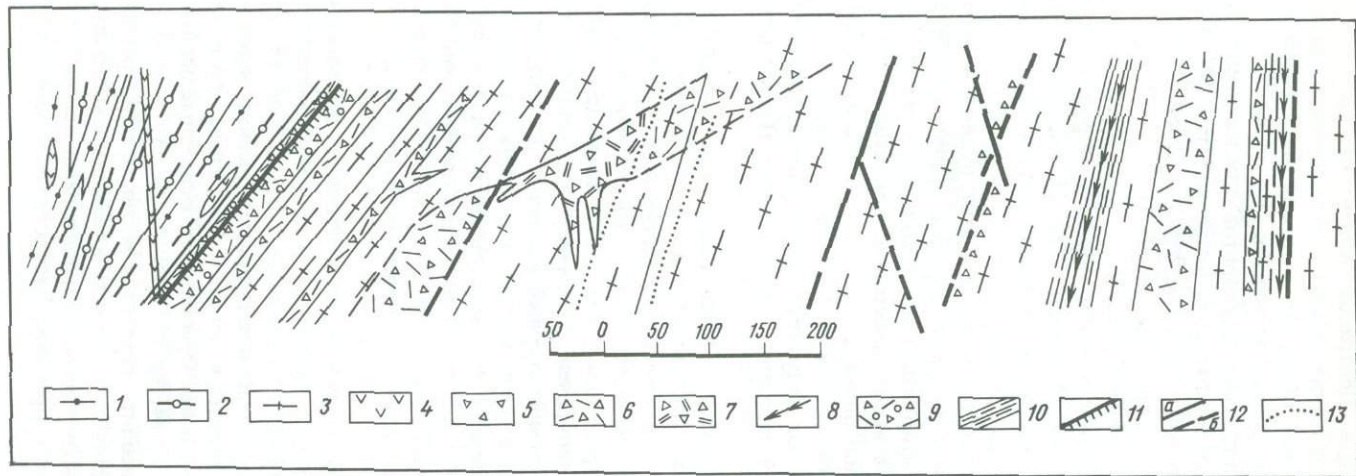
В этом отношении особый интерес представляют аргиллизит-адуля-

бластомилонит-ортогнейсовой ассоциации; 13 — зоны катаклазитов по породам гнейсо-гранитовой ассоциации; 14 — зоны развития адуляритизированных катаклазитов; 15 — Куерминская система надвигов; 16 — разломы; 17 — сдвиги; 18 — падение плоскостей сместителей; 19 — падение гнейсовидности, сланцеватости; 20 — геологические границы; 21 — фациальные переходы



Р и с. 3. Соотношение тектонитов и адуляритов в зоне Кунерминского надвига (разрез)

1 — катаклазированные мелкоочковые гнейсо-граниты; 2 — адуляризованные тектонические брекчии и катаклазиты; 3 — аргиллизированные адуляриты; 4 — разломы (а), в том числе предполагаемые (б)



Р и с. 4. Соотношение продуктов деструктивного метаморфизма и адуляритов в скальном массиве перевала Даван (план)

1 — мелкоочковые бластомилониты и порфириоиды; 2 — крупноочковые бластомилониты и ортогнейсы; 3 — катаклазированные гнейсо-граниты; 4 — метадиабазы; 5–7 — адуляризованные катаклазиты (5), тектонические брекчи (6) и какириты (7); 8 — зоны адуляритов (вне масштаба); 9 — аргиллизированные адуляриты; 10 — зоны окварцевания, сопряженные с адуляритами; 11 — падение сместителя Кунерминского надвига; 12 — разломы (а), в том числе предполагаемые (б); 13 — фациальные переходы

ровые метасоматиты, свидетельствующие о процессах, близких к гумбеизации, характерных для Центрально-Алданского региона [2]. Как известно, подобные образования имеют исключительно важное металлогеническое значение. Они обладают высокой дисперсией содержания золота, молибдена и других редких элементов (V_{Σ} до 300%).

Геологоструктурное положение адуляритов тождественно приразломным редкометальным полевошпатовым метасоматитам [4]. Они локализованы в зоне Кунерминского надвига, относящегося к более поздней структуре Даванской зоны смятия (см. рис. 2—4).

Первичные граниты и граносиениты более или менее сохраняют текстурно-структурные особенности магматических пород и представлены следующими минералами (в %): кварц — 22—25, микроклин-пертит ранней генерации — 40—50 (в том числе непертитовый микроклин поздней генерации), плагиоклаз — 15—25, амфибол — 1—4, биотит — 2—5. Из акцессорных присутствуют циркон, ортит, сфен, апатит, рудный минерал.

Продукты деструктивного метаморфизма, главным образом брекчии и какириты, в цементирующей массе содержат много таких низкотемпературных новообразований минералов, как цеолит, пренит, хлорит, гидроокислы железа, стильпомелан, сфен, лейкоксен, глинистые минералы, реже карбонат. Повсеместно с ними ассоциирует и гидротермальный калиевый полевой шпат (адуляр)¹. Повторное дробление приводило к образованию открытых полостей и залечиванию трещин поздними минералами.

Гидротермальный калиевый полевой шпат (или адуляр) встречается в катаклазитах и брекчиях в количестве от долей процента до 10%. Наибольшее содержание его отмечено непосредственно в зоне Кунерминского надвига. В катаклазитах низкотемпературный калиевый полевой шпат располагается по микротрещинам (табл. I, а) в зонах дробления; в тектонических брекчиях он приурочен к цементу, где образует тонкозернистый агрегат. Реже низкотемпературный калиевый полевой шпат образует оторочки (0,03—0,1 мм) вокруг мелких обломков калиевого полевого шпата (табл. I, б) в брекчиях или встречается в правильных ромбовидных зернах размером 0,1 × 0,15 мм; показатели преломления $Np' = 1,518 \pm 0,002$, $Ng' = 1,523 \pm 0,002$, $Ng' - Np' = 0,006-0,007$. Нередко по калиевому полевому шпату развиты глинистые продукты и он становится бурым, полупрозрачным.

Цеолит широко распространен в тектонических брекчиях и катаклазитах. Он встречается среди адуляритов и в шлифах отмечен в количестве от долей процента до 10—15%, в единичных случаях до 15—45%. Цеолит в цементе брекчий образует таблитчато-призматические зерна и замещает полевые шпаты, преимущественно плагиоклаз. Размер зерен 0,04 × 0,08—0,1 × 0,3 мм, редко 0,4 × 1,0 мм. Преобладает бесцветный цеолит из группы ломонтита ($Ng' = 1,518-1,514$, $Np' = 1,510-1,508$, $cNg = 28-32$, $Ng' - Np' = 0,006-0,010$). Часто цеолит становится мутным, приобретает розовато-бурю окраску, что обусловлено частичным замещением цеолита глинистыми продуктами и тонкодисперсными гидроокислами железа.

Пренит в тектонических брекчиях распространен меньше, чем адуляр

¹ Адуляр подтвержден рентгено-структурным анализом.

и цеолиты. Обычно он образует маломощные оторочки (0,2–0,3 мм) вокруг обломков, развивается по микротрещинам в обломках полевых шпатов, реже образует сплошные массы, тесно ассоциирует с цеолитом. Количество пренита колеблется от 1 до 18%. В редких случаях в цеолит-пренитовом цементе брекчий количество его достигает 80%. Пренит образует мелкие бесцветные призмочки (0,01 × 0,03–0,04 × 0,1 мм) с отрицательным и положительным удлинением, сферолитовые сростки. Судя по оптическим свойствам ($Ng' = 1,653–1,651$, $Np' = 1,630–1,628$, $Ng' - Np' = 0,023–0,025$), он относится к маложелезистым разностям.

В адуляритах распространены гидроокислы железа, которые замещают магнетит, титаномagnetит, пирит, а также железистый биотит (лепидомелан) и, возможно, железистый карбонат. Они проникают по микротрещинам в обломки кварца, полевых шпатов, образуют вкрапленность в цементе брекчий. Тонкодисперсные гидроокислы железа распространены среди пелитизированного калиевого полевого шпата и цеолита. Процентное содержание их по данным минераграфических исследований не превышает 3–10%, редко составляет до 16–25%. Среди них выделены кристаллические гетит и лепидокрокит с ясной кристаллической и оптической анизотропностью, а также смесь аморфных и кристаллических разновидностей гидроокислов железа с переменным содержанием химически несвязанной воды. Собственно лимонит представлен плотными твердыми образованиями со специфическими гелевыми структурами и обособляется в прожилках. Количественно преобладают мягкие порошкообразные разновидности лимонита (гидрогетит, гидролепидокрокит) с повышенным содержанием адсорбированной воды, что соответствует состоянию незрелого минерального геля. Они образуют примазки, пылевидные скопления, "высыпания" вдоль трещин.

Магнетит образует мелкие, неровно ограниченные зерна (0,002–0,01 мм) или зернистые агрегаты (до 0,2 мм). Количество его варьирует от единичных зерен до 2,5%; повышенное содержание магнетита (10–40%) отмечено в брекчиях по амфиболитам и в зоне экзоконтакта их с гранито-гнейсами. Мартитизация магнетита очень неравномерна (от 10 до 80%), почти до полного замещения. Мартит образует пятна, таблички по направлению октаэдрической отдельности магнетита. Количество мартита до 10–12%. В свою очередь мартит замещается гидроокислами железа. В сравнении с магнетитом встречаются ильменит и титаномagnetит, по которым широко развит лейкоксен.

Пирит в адуляритах встречен в мелких неправильных зернах 0,004–0,08 мм), иногда в виде микровключений (0,002–0,006 мм) в магнетите. Окисление пирита происходит либо в краевой части зерен, либо по нему образуются полные псевдоморфозы лимонита.

В зонах брекчирования ортоамфиболитов и во вмещающих гранито-гнейсах распространены смешанослойные агрегаты глинистого минерала и хлорита (корренсит). Глинистые минералы являются наиболее поздними образованиями в адуляритах. Они неравномерно, пятнами замещают обломки полевых шпатов, цеолит, адуляр, хлорит. Преобладает бесцветный тонкодисперсный монтмориллонит, реже встречается тонкочешуйчатая желтовато-зеленая гидрослюда. Содержание их колеблется в пределах 1–10%.

Т а б л и ц а 1
Химический состав адуляритов

Окислы	I	II	III	IV	V
SiO ₂	72,20*	62,80	60,20	69,66	58,45
	76,72	76,82	61,28	76,80	67,23
Al ₂ O ₃	11,00	10,90	16,08	9,90	7,51
	12,35	16,80	18,77	11,10	16,90
Fe ₂ O ₃	1,27	2,43	4,20	2,07	2,27
	2,51	3,40	6,81	2,23	10,59
FeO	0,20	0,14	0,06		0,66
	1,11	0,33	0,13	0,21**	7,87
MnO	0,03	0,02	0,07		0,04
	0,06	0,17	0,21	0,03	0,32
TiO ₂	0,20	0,26	0,35	0,20	1,10
	0,26	0,45	0,54	0,25	2,95
CaO	0,43	0,45	0,23	0,18	2,23
	1,03	0,75	0,93	0,33	8,66
MgO	0,07	0,07	0,15	0,05	0,38
	0,24	0,46	0,53	0,09	1,60
K ₂ O	5,10	6,00	10,76	7,78	0,42
	5,88	8,56	14,00	10,70	4,26
Na ₂ O	2,62	0,23	0,15	0,15	1,92
	3,20	2,30	0,37	0,17	3,18
Li ₂ O	0,001	0,002	0,002		0,003
	0,002	0,007	0,013	0,002	0,011
Rb ₂ O	0,039	0,051	0,10		0,015
	0,050	0,095	0,14	0,088	0,085

*В числителе даны минимальные содержания окислов, в знаменателе — максимальные.
**Железо общее.

П р и м е ч а н и е. I — катаклазированные гнейсо-граниты и гранито-гнейсы (исходные породы) в зоне Кунерминского надвига; II — адуляризованные катаклазиты и брекции; III — адуляриты; IV — окварцованные адуляриты; V — цеолитизированные

Карбонаты в адуляризованных брекциях и катаклазитах распространены слабо. Среди них, возможно, присутствует более ранний, видимо железистый, карбонат, сейчас нацело замещенный гидроокислами железа. Более поздний кальцит выполняет секущие маломощные прожилки (0,5–8 мм) в катаклазитах.

Адуляритизированные тектонические брекции и катаклазиты развиты также по диоритам первой фазы ирельского комплекса в автохтоне Кунерминского надвига. В зависимости от более основного состава исходных пород они различаются повышенным содержанием пренита, железистого хлорита, кальцита, аномальным количеством магнетита, мартита и гидроокислов железа. Химические анализы метасоматитов (табл. 1) аллохтона и автохтона Кунерминского надвига указывают на резкое обогащение адуляризованных метасоматитов калием (содержание K₂O достигает 10–14% по сравнению с 4,97–5,40 в исходных породах). Содержание K₂O часто

VI	VII	VIII	IX	X	XI
77,14	68,63	69,87			
98,78	69,99	69,95	70,79	70,13	59,77
0,17	13,85	13,85			
10,42	14,70	13,96	12,29	12,68	11,67
0,18	1,81	2,17			
1,55	2,02	2,51	2,57	2,54*	3,63*
—	2,19	1,57			
	2,63	1,83	2,04**		
0,02	0,12	0,06	0,06	сл.	0,18
0,03	0,38				
0,51	0,43	0,42	0,42	0,35	0,75
0,06	0,96	1,17			
1,05	1,59	1,49	3,34	2,21	3,76
сл.	0,08	0,08			
0,19	0,32	0,15	0,78	0,58	2,00
0,35	5,75	6,38			
4,28	6,62	7,25	3,66	8,72	10,60
	3,50				
0,06	4,00	3,38	2,74	1,72	0,12
0,005	0,003	0,004			
0,033	0,033	0,035			
	0,040	0,044			

адуляриты; VI — породы зон окварцевания, сопряженные с адуляритами; VII — метасубвулканы (диориты I фазы ирельского комплекса) (автохтон Кунерминского надвига); VIII — адуляризованные метасубвулканы; IX — неизмененные гранито-гнейсы Центрального Алдана; X — измененные гранито-гнейсы Центрального Алдана; XI — кварц-ортоклазовые гумбеиты Центрального Алдана.

варьирует от 5,0 до 10%, что свидетельствует о степени метасоматической проработки и вполне согласуется с новообразованием адуляра в количестве 15–25 об.%. На порядок и более возрастают содержания SrO (от 0,001 до 0,02%), Rb₂O (от 0,03 до 0,14%). Заметно повышенные значения отмечаются и для цезия. Возрастает количество железа с 2,5–3,0% в исходных породах до 5–6% в метасоматитах. Резко выражен вынос натрия (2,85–3,20% в исходных породах до 0,15–0,25% в метасоматитах), кремнезема с 68,28–75,42 до 60,20–62,80%. Вынос натрия при процессе адуляризации определяется исчезновением пертитовых вросков альбита в микроклине, а также с пренитизацией и цеолитизацией кислого плагиоклаза. При этом микроклинпертит освобождается от пылевидных частиц гематита. Железо, очевидно, поступает на образование слюды типа стильпномелана и лимонита. Значительные вариации в содержании глинозема в основном определяются количеством глинистых минералов.

Таблица 2

Поведение компонентов и баланс (в г на 100 см³) вещества при аргиллизации

Компоненты	Вес, %		Пересчитано на 100%	
	5980	5870	5980	5870
SiO ₂	76,40	58,45	76,62	57,54
TiO ₂	0,23	1,21	0,23	1,19
Al ₂ O ₃	11,00	14,78	11,02	14,55
Fe ₂ O ₃	2,23	10,59	2,24	10,43
FeO	0,29	0,14	0,29	0,14
MnO	0,07	0,12	0,07	0,12
MgO	0,07	1,00	0,07	0,99
CaO	0,43	2,23	0,43	2,20
Na ₂ O	2,90	3,18	2,91	3,13
K ₂ O	5,60	4,26	5,62	4,20
H ₂ O	0,11	2,06	0,11	2,03
P ₂ O ₅	0,01	0,30	0,01	0,30
Li ₂ O	0,002	0,005	0,002	0,005
Rb ₂ O	0,050	0,045	0,050	0,045
Cs ₂ O	0,003	0,004	0,003	0,004
П.п.п.	0,33	3,18	0,33	3,13
Сумма	99,56	99,45	100,005	100,007
Объемный вес г/см ³	2,52	2,20	2,52	2,20

Примечание. 5980 — катаклазированный гнейсо-гранит; 5870 — аргиллизированный гнейсо-гранит.

Содержание извести в метасоматически измененных породах определяется количеством цеолита (чаще ломонита), пренита и сфена. В зонах аргиллитизации обычно возрастает содержание MgO с 0,06–0,08 до 0,15–0,80%.

Для сравнения приведены химические составы кварц-ортоклазовых метасоматитов Центрально-Алданского района [2]. Исследуемые адуляриты по главным породообразующим окислам (K₂O, SiO₂, Na₂O и др.) тождественны метасоматитам Алдана. Геохимически адуляриты резко дисперсны по содержанию Cu, U, максимально специализированы по Mo, Au.

Наличие глинистых минералов в адуляритах указывает на наложение процесса аргиллитизации. Температура гомогенизации газовой-жидкой включений в прожилках флюорита из зон аргиллизации составляет 120–125 °C. Расчет баланса вещества (табл. 2) показывает, что аргиллизация сопровождается привносом Fe₂O₃, Al₂O₃, CaO, MgO, MnO, выносом FeO и щелочей.

В зонах некоторых разрывных нарушений отмечаются интенсивно развитые процессы натриевого метасоматоза, выразившегося в интенсивной альбитизации полевых шпатов, эгиринизации темноцветных минералов с образованием альбититов.

Метасоматическое тело альбититов приурочено к тектонической зоне на контакте дайки диабазов (лежачее крыло) и очковых граносиенито-гнейсов, сменяющихся, в свою очередь, диорито-сиенито-гнейсами (вися-

Вес компонента, г/100 см		Привнос (+)		Вынос (–)	
5980	5870	г/100 см ³	к исходной породе, %	г/100 см ³	к исходной породе, %
193,08	126,59			66,49	52,5
0,58	2,62	+2,04	35		
27,77	32,01	+4,24	16		
5,64	22,94	+17,30	12		
0,73	0,30			0,43	60
0,18	0,26	+0,08	44		
0,18	2,18	+2,00	100		
1,08	4,84	+3,76	13		
7,33	6,88			0,45	6
14,16	9,24			4,92	34
0,28	4,46	+4,18	100		
0,02	0,66	+0,64	100		
0,005	0,011	+0,006	100		
0,13	0,099			0,031	24
0,007	0,009	+0,002	30		
0,83	6,88				

чее крыло). Мощность тела около 25 м. Переход вмещающих граносиенито-гнейсов в метасоматиты выражен резким увеличением в составе их альбита и уменьшением микроклина; отмечается также снижение содержания кварца в участках темноцветных минералов. Альбититы характеризуются сланцеватыми, ориентированными текстурами, гетерогранобластовыми, гранобластовыми, порфиробластовыми, коррозионными структурами. Они состоят из альбита (50–80%), шахматного альбита (5–40%), кварца (3–10%), эгерина (0,5–10%), граната (0,5–10%), микроклина (0–2%). Альбит № 4–5 ($Ng' = 1,537–1,538$, $Np' = 1,528–1,529$) составляет главную часть метасоматитов. Он образует двойникованные зерна удлиненной, таблитчато-призматической, ксеноморфной формы, ориентированные в одном направлении (табл. I, в). Последним обусловливается сланцеватая текстура пород, местами выраженная неотчетливо. Средний размер зерен альбита основной массы составляет 0,42 × 0,94 мм. На фоне гранобластовой, гетерогранобластовой основной массы пород отчетливо выделяются порфиробласты шахматного альбита и тонкосдвойникового альбита таблитчатой, призматической, ксеноморфной формы с неровными ограничениями в результате перекристаллизации; средняя величина порфиробласт 1,9–2,8 × 2,6–2,8 мм; наибольшая величина достигает 5,6 × 6,1 мм. Порфиробласты шахматного альбита образовались при альбитизации раннего микроклинпертита; участками в них отмечаются мелкие пойкилитовые

включения таблитчатой и ксеноморфной формы альбита и кварца. Присутствуют ксеноморфные кристаллы решетчатого микроклина и кварца. Кварц содержится в виде мелких округлых включений в кристаллах полевых шпатов и единичных ксеноморфных, изометричных зернах основной массы, образует линзы, гнезда с характерным волнистым угасанием.

Темноцветные минералы в метасоматитах — гранат и эгирин — образует как единичные кристаллы, ориентированные согласно сланцеватости, так и прослойки, цепочки, агрегатные скопления. Кристаллы граната-андрадата ксеноморфной, изометричной, часто скелетной формы с резко неправильными корродированными ограничениями имеют зерна размером от 0,02 до 1,65 × 2,8 мм. Участками гранат находится в параллельном срастании с эгирином; последний иногда развивается по кристаллам граната и как бы замещает его. Кристаллы эгирина удлиненной, призматической, таблитчатой, ксеноморфной формы с неровными ограничениями; размер кристаллов изменяется от 0,02 × 0,04 до 0,95 × 1,65 мм. Эгирин ($Ng' \approx 1,78$, $Np' = 1,745 \pm 0,002$, $2V = -84 - 85^\circ$) характеризуется густой зеленой окраской, угасанием, близким к прямому (угол $c:Np'$ от 0° до $6-10^\circ$), плеохроизмом от темно-зеленого цвета (Np') до буровато-желтоватого (Np'').

К участкам скопления темноцветных минералов приурочены акцессорные, в основном сфены, ортит, циркон, руда, монацит, апатит.

Из вторичных минералов в породах в незначительном количестве отмечаются лимонит, карбонат, бледно-зеленые игольчатые кристаллы актинолита.

Сопоставление химического состава исходных пород и метасоматитов (табл. 3) показывает, что метасоматоз сопровождается выносом K_2O с 5,37 в исходной породе до 0,12% в метасоматитах; CaO — с 2,02 до 0,76%; SiO_2 — с 69,0 до 65%; MgO — с 0,13 до 0,02%; FeO — с 3,38 до 0,20%; TiO — с 0,42 до 0,25% и привносом Na_2O с 3,087 до 10,5%; Al_2O_3 — с 13,40 до 16,10%; Fe_2O_3 — с 1,39 до 4,56%.

В альбититах отмечается содержание редких земель, особенно иттрия, лантана, иттербия, а также редких металлов — ниобия, циркония и др.

В других местах альбититы [6] проявлены, как правило, в виде серии кулисообразных, обычно согласных тел в протяженных зонах расланцевания, нередко приуроченных к контакту разнородных по вещественному составу, физико-механическим свойствам и геохимическим особенностям блоков.

Альбититы тесно связаны с эпидот-альбитовыми и эпидот-магнетитовыми метасоматитами. Эпидот-альбитовые метасоматиты состоят из альбита (до 50%), кварца (20%), эпидота (20–30%), граната (до 10–20%). В заметных количествах присутствуют ортит, цитролит, сфен, флюорит; в качестве акцессорных отмечаются фергусонит, эвксинит, монацит, торит, гельвин, гадолинит.

Эпидот-магнетитовые метасоматиты, встречающиеся на контакте гранито-гнейсов и диабазов, состоят из магнетита (до 60%), эпидота (2–10%), биотита (до 1%). В заметных количествах отмечаются циркон, эльвортит, ортит, флюорит; как акцессорные присутствуют молибденит, сфалерит и др.

В заключение следует указать, что описанные типы метасоматитов связа-

Таблица 3

Химический состав альбитов

Окислы	Анализируемые породы				
	I	II	III	IV	V
SiO ₂	69,00	65,00	67,20	67,00	73,00
Al ₂ O ₃	13,40	16,00	15,10	16,10	14,10
Fe ₂ O ₃	1,39	4,20	4,56	3,24	2,30
FeO	3,38	1,08	0,43	1,15	0,29
MnO	0,10	0,12	0,09	0,06	0,04
P ₂ O ₅	0,14	0,13	0,08	0,06	0,06
TiO ₂	0,42	0,50	0,40	0,35	0,25
CaO	2,02	1,98	2,01	1,92	0,76
MgO	0,13	0,17	0,13	0,05	0,02
K ₂ O	5,37	0,21	0,18	0,12	0,24
Na ₂ O	3,87	10,50	9,62	8,00	8,62
Li ₂ O	0,004	0,010	0,006	0,002	0,003
Rb ₂ O	0,031	0,003	0,003	0,006	0,003
Cs ₂ O	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001

I — обр. 2130^a — грубоочковый граносиенито-гнейс (исходная порода); II–IV — обр. 2133, 2151^Г, 2156^Г — гранат-эгрин-альбитовые метасоматиты (альбититы); V — окварцованные альбиты.

ны с различными этапами деформаций. Если альбититы возникли в связи с расщеплением раннего этапа, то адуляриты, аргиллизиты и эпидот-магнетитовые метасоматиты сопряжены со вторым этапом деформаций, сопровождаемым диафоритом фации зеленых сланцев.

Выделение адуляритов с сопутствующей им рудной минерализацией позволяет предполагать проявление в районе эпи- и телетермальной минерализации, в частности в зонах дислокационного метаморфизма в пределах Кунерминского надвига. Новые типы метасоматитов в Северо-Западном Прибайкалье открывают перспективы на обнаружение месторождений телетермального типа: Au, Ag, Hg, Cu и некоторых редких металлов в связи со сходством их с низкотемпературными метасоматитами Центрально-Алданского региона имеющими исключительно важное металлогеническое значение [2].

ЛИТЕРАТУРА

1. Замараев С.М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1967. 248 с.
2. Казанский В.И., Омеляненко Б.И. О мезозойских гидротермальных изменениях архейских пород в Центрально-Алданском районе // Геология руд. месторождений. 1967. № 1. С. 57–68.
3. Лобанов М.П. Даванская зона смятия и связь с ней динамометаморфизма, метасоматоза и рудной минерализации // Геология и полезные ископаемые Байкало-Патомского нагорья. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1966. С. 168–184.
4. Лобанов М.П. О генезисе редкометалльных метасоматитов Прибайкалья // Геология руд. месторождений. 1970. № 3. С. 23–32.
5. Лобанов М.П. О корреляции пород погребенного фундамента краевой части Сибирской платформы и складчатого обрамления в районе Усть-Кут-Даван // Геология и геофизика. 1977. № 9. С. 38–46.

6. Попов Ю.П. Критерии рудоносности редкометальных метасоматитов в связи с процессами ультраметаморфизма в Даванской зоне смятия // Эндогенные полезные ископаемые Саяно-Байкальской горной области. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1973. С. 105–112.
7. Прохоров К.В., Собаченко В.Н., Татаринов А.В. Даванская зона смятия и ее рудоносность // Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона. М.: Наука, 1982. С. 102–116.
8. Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1967. № 2. 697 с.
9. Собаченко В.Н. К вопросу о связи редкометального оруденения с потенциально рудоносными гранитоидами // Ежегодник, 1972. Иркутск: ГЕОХИ АН СССР, 1973. С. 81–85.
10. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Недра, 1977. 278 с.
11. Хренов П.М., Комаров Ю.В., Шерман С.И. О структурно-тектоническом положении вулcano-плутонических формаций: (На примере юга Восточной Сибири) // Теоретические проблемы вулcano-плутонических формаций и их рудоносность. М.: Наука, 1969. С. 136–155.

УДК 552.4 + 553.43

А.А. ГЛАГОЛЕВ, А.Д. ГЕНКИН, В.И. КАЗАНСКИЙ, В.А. БОРОНИХИН,
Л.П. ГОРДИЕНКО, И.С. КРАСИВСКАЯ, А.В. КУЗНЕЦОВ,
К.В. ЛОБАНОВ, Л.П. НОСИК, К.В. ПРОХОРОВ

ИЗУЧЕНИЕ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ ПО МАТЕРИАЛАМ СВЕРХГЛУБОКОГО БУРЕНИЯ

Условия образования и размещения рудных месторождений в связи с глубинным строением земной коры представляют собой одну из фундаментальных проблем современной геологии. Она затрагивает широкий круг общих вопросов, таких, как строение и эволюция литосферы, соотношения между ее верхними и нижними частями, источники рудных компонентов, геологические и физико-химические факторы, определяющие миграцию и концентрацию рудных компонентов [8].

Как известно, проходка Кольской сверхглубокой скважины изменила многие ранее высказанные представления о глубинном строении земной коры и процессах, которые в ней происходили и происходят. Исследования Кольской сверхглубокой скважины дали интересные результаты и в области теории рудообразования [11]. Скважина не только опровергла модели глубинного строения Печенгского рудного, района, базировавшиеся на геофизических исследованиях поверхности. Она позволила впервые в естественном залегании непосредственно изучить двенадцатикилометровый разрез древней континентальной земной коры, доказать высокую насыщенность ее рудной минерализацией, объяснить закономерную смену разных типов оруденения последовательным развитием осадочных, магматических, метаморфических и гидротермальных процессов, реконструировать физико-химические параметры среды рудообразования на недоступных ранее глубинах.

Результаты геологических и геофизических исследований Кольской сверхглубокой скважины получили широкую известность. В известной мере они отодвинули на второй план фактические данные по другим глу-

боким и сверхглубоким скважинам, пробуренным в Советском Союзе. Однако последние дают в ряде случаев не менее интересную информацию о строении земной коры в районах с другим геологическим строением.

Сотрудники ИГЕМ АН СССР начиная с 1972 г. принимали участие в исследованиях Кольской сверхглубокой, Саатлинской сверхглубокой и Миннибаевской параметрической скважин¹.

Была создана тематическая группа, в которую вошли сотрудники отделов эндогенных рудных месторождений, петрографии, метасоматизма и метаморфизма, рентгеноспектральной лаборатории и лаборатории изотопных исследований. Работы были направлены на изучение эндогенных процессов в глубинных зонах земной коры, прежде всего процессов рудообразования. Они включали специализированную документацию керна, изучение типоморфизма минералов, минеральных парагенезисов горных пород и руд, наблюдения за внутренним строением разрывных нарушений, соотношениями между деформациями горных пород, их метаморфизмом и петрофизическими свойствами.

Наиболее полно удалось охарактеризовать вертикальную зональность метаморфизма, поскольку наблюдения по разным скважинам в этой части дополняют друг друга. Рудоносность глубинных зон земной коры охарактеризована по материалам Кольской сверхглубокой скважины. В ходе работ были выбраны рациональные методы изучения керна и построения специализированных разрезов. Этим и определяется содержание настоящей статьи.

На диаграммах и в тексте употребляются следующие условные сокращения названий минералов.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

<i>Аб</i>	— альбит	<i>Му</i>	— мусковит
<i>Акт</i>	— актинолит	<i>Ол</i>	— оливин
<i>Амф</i>	— амфибол	<i>Олг</i>	— олигоклаз
<i>Ан</i>	— анортит	<i>Пл</i> ¹⁰	— плаггиоклаз и его номер
<i>Анг</i>	— ангидрид	<i>Пр</i>	— пренит
<i>Анд</i>	— андезит	<i>Прт</i>	— пирротин
<i>Андл</i>	— андалузит	<i>Пт</i>	— пирит
<i>Анк</i>	— анкерит	<i>Пум</i>	— пумпеллиит
<i>Ап</i>	— апатит	<i>Рог</i>	— роговая обманка
<i>Би</i>	— биотит	<i>рПи</i>	— ромбический пироксен
<i>Гип</i>	— гиперстен	<i>Сер</i>	— серицит
<i>Гл</i>	— глинистые минералы	<i>Серп</i>	— серпентин
<i>Гр</i>	— гранат	<i>Сил</i>	— силлиманит
<i>Гс</i>	— гидрослюдастые минералы	<i>Ст</i>	— стильпномелан
<i>Ил</i>	— ильменит	<i>Ств</i>	— ставролит
<i>Ка</i>	— кальцит	<i>Сул</i>	— сульфиды
<i>Кар</i>	— карбонат	<i>Сф</i>	— сфен
<i>Кв</i>	— кварц	<i>Та</i>	— тальк
<i>Корд</i>	— кордиерит	<i>Тр</i>	— тремолит
<i>КПШ</i>	— калиевый полевой шпат	<i>Фл</i>	— флогопит
<i>Кум</i>	— куммингтонит	<i>Хл</i>	— хлорит
<i>Лк</i>	— лейкоксен	<i>Хп</i>	— халькопирит

¹ Эти исследования осуществлялись совместно с различными организациями Академии наук СССР, Министерства геологии СССР и Министерства нефтяной промышленности СССР.

Лом — ломонит
Мик — микроклин
мПи — моноклиный пироксен
Мт — магнетит
 $f = \frac{\text{Fe} + \text{Mn}}{\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn}}$

Це — цеолит
Эп — эпидот
 $F = \frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Al}}$

ПРЕДПОЛАГАЕМЫЕ И ФАКТИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ СКВАЖИН

Кольская сверхглубокая скважина (СГ-3). Печенгский рудный район, где бурится скв. СГ-3, объединяет серию сульфидных медно-никелевых месторождений и располагается на северо-западном фланге протерозойского вулканического пояса, который протягивается через весь Кольский полуостров и состоит из двух звеньев: собственно Печенгского и Имандра-Варзугского. Простираение вулканического пояса в общем совпадает с направлением более древних тектонических структур Кольского полуострова и контролируется системой крупных глубинных разломов.

Выбор места заложения Кольской скважины во многом определили результаты глубинного сейсмического зондирования по профилю Баренцево море — Печенга — Ловно, выполненного в 1958—1962 гг. Они были интерпретированы таким образом, что верхняя граница "базальтового", или гранулит-базальтового, слоя в Печенгском районе находится на минимальной для Кольского полуострова глубине.

Устье скважины расположено на северном крыле Печенгской структуры с таким расчетом, чтобы оценить перспективы глубоких горизонтов Печенгского рудного поля в отношении сульфидного медно-никелевого оруденения, пересечь на отметке 5,5 км контакт протерозойского осадочно-вулканогенного комплекса с подстилающими гнейсами Кольской серии и в интервале 6,5—8,5 км вскрыть поверхность между "гранитным" и "базальтовым" слоями земной коры. Фактический разрез по скв. СГ-3 отличается от проектного, особенно в нижней части (рис. 1).

На основании геологических, геохимических и геохронологических исследований разрез Кольской сверхглубокой скважины разделен на два комплекса: протерозойский и архейский. Протерозойский комплекс (0—6840 м) образуют многократно чередующиеся осадочные и вулканогенные породы. Вулканогенные породы преобладают. Наиболее широко развиты базальты и их туфы, подчиненное значение имеют андезиты, трахандезиты, пикриты. Осадочные породы представлены пелитами, алевролитами, карбонатными породами, песчаниками, филлитами, гравелитами, конгломератами.

Протерозойский комплекс подразделен на две серии — никельскую и луостаринскую, которые отделены друг от друга согласным Лучломпольским разломом, ранее принимавшимся по сейсмическим данным за подошву Печенгской структуры. Каждая серия в свою очередь подразделяется на две осадочные и две вулканогенные свиты. Нижняя, луостаринская серия по геологическим, литологическим геохимическим признакам отнесена к трахит-базальтовой и кварцит-карбонатной формациям, верхняя никельская — к пикрит-базальтовой и граувакковой. В печенгском комплексе заключены интрузии габбро, гипербазитов, андезитовых порфиритов.

Рис. 1. Сопоставление проектного (по данным сейсморазведки) (а) и фактического (б) разрезов Кольской сверхглубокой скважины [11]

1 — эффузивные породы преимущественно основного состава; 2 — осадочные образования; 3 — гнейсы, гранито-гнейсы и амфиболиты; 4 — гранулит-базальты; 5 — гнейсы и амфиболиты высокотемпературных ступеней метаморфизма; 6 — межслоевые тектонические нарушения

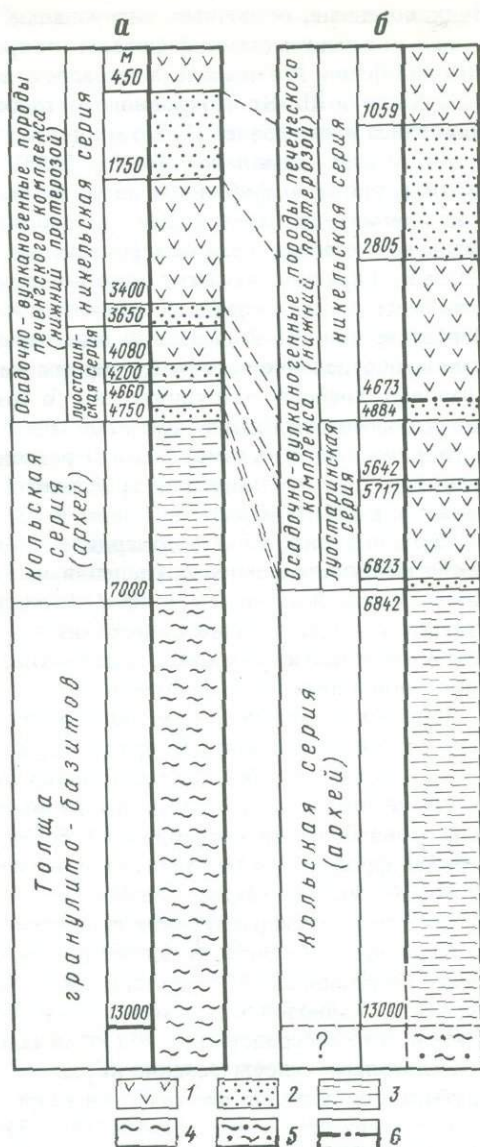
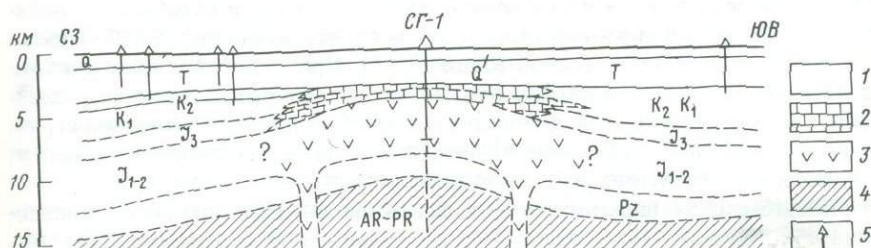


Рис. 2. Схематический геологический профиль через Сатлинскую сверхглубокую скважину (СГ-1) [15]

1 — терригенные отложения; 2 — карбонатные породы; 3 — вулканы; 4 — метаморфические породы; 5 — скважины



Вулканогенные, осадочные, интрузивные породы протерозойского комплекса зонально метаморфизованы от пренит-пумпеллиитовой до амфиболитовой фации и в нижней части разреза интенсивно рассланцеваны. По данным K—Ar и Rb—Sr изохронного методов протерозойский комплекс формировался в интервале 2,1–1,6 млрд лет.

Архейский комплекс (6840–12 000 м) сложен биотит-плагиоклазовыми и биотит-амфибол-плагиоклазовыми гнейсами, гнейсами с высокоглиноземистыми минералами, амфиболитами и метаультрабазитами, в различной степени гранитизированными и рассеченными пегматитовыми жилами. Гнейсы с высокоглиноземистыми минералами имеют первично-осадочное происхождение и относятся к глинисто-песчанистой формации. В разрезе скв. СГ-3 выделены как пара-, так и ортоамфиболиты. Однако точное определение исходной природы амфиболитов, как и биотит-плагиоклазовых гнейсов, затруднительно. В архейском комплексе установлены минеральные ассоциации амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций и сопряженная с метаморфизмом региональная гранитизация. Радиологический возраст кульминации архейского метаморфизма по цирконам оценивается в 2750 ± 40 млн лет.

Проходка скв. СГ-3 подтвердила прогноз о возможности распространения медно-никелевого оруденения на глубину. В средней части продуктивной свиты в интервале 1540–1810 м скважина вскрыла ранее неизвестную зону никеленосных гипербазитов, а в архейском комплексе пересекла железистые кварциты, железо-титановые руды, проявления медно-никелевой и низкотемпературной гидротермальной минерализации.

Вопреки первоначальным построениям Кольская сверхглубокая не вскрыла ни поверхности Конрада, ни "базальтового" слоя. Но она позволила исключить ряд альтернативных моделей пологих сейсмических границ и доказать, что в древних метаморфических толщах они не могут быть объяснены ни переходом от более кислых пород к основным, ни резким фронтом метаморфизма или базификация пород, ни субгоризонтальными тектоническими зонами.

Саатлинская сверхглубокая скважина СГ-1. Скважина находится в центральной части Куринской депрессии, где уже давно известен так называемый Кюрдмирский гравитационный максимум. Предполагалось, что мощность кайнозойских и мезозойских отложений здесь составляет около 7 км и что непосредственно под ними залегают породы, отождествляемые с "базальтовым" слоем земной коры. Как и в случае с Кольской сверхглубокой скважиной, фактический разрез по Саатлинской скважине значительно отличается от проектного (рис. 2). До глубины 2780 м она пробурена по терригенным отложениям постплиоцена и плиоцена, в интервале 2780–3530 м пересекла известняки с прослоями глин и базальтов, относящиеся к миоцену и верхнему мелу, а затем вплоть до отметки 8267 м прошла по сплошной вулканогенной толще [1,15]. При этом с глубиной скважина пересекала все более кислые вулканы: сперва базальты, затем андезиты и, наконец, дациты. Они относятся к единой известково-щелочной серии, метаморфизованы в диапазоне от цеолитовой до зеленосланцевой фации и, по данным K—Ar метода, имеют юрский возраст.

Миннибаевская параметрическая скважина 20 000. Исходной концепцией для проходки Миннибаевской параметрической скважины 20 000 бы-

ло предположение о возможной боковой миграции углеводородов из глубоко погруженных платформенных отложений в гипсометрически выше лежащие кристаллические породы фундамента Татарского свода [14, 17]. Миннибаевская скважина не относится к сверхглубоким. Но она впервые проникла в кристаллический фундамент Русской платформы на 5099 м от дневной поверхности и позволила охарактеризовать непрерывный разрез докембрия на протяжении 3215 м. В результате было установлено, что архейский гранулитовый комплекс, непосредственно залегающий под платформенным чехлом, на более низких отметках подвержен гранитизации и метаморфизму амфиболитовой фации, а вблизи забоя кристаллические породы рассечены мощными зонами дробления, катаклаза и низкотемпературных регрессивных изменений. В тектонических зонах зафиксированы значительные притоки высокоминерализованных вод, насыщенных углеводородами и гелием.

Таким образом, все три скважины дали новую информацию, которая выходит за рамки первоначальных построений, базировавшихся на геологических и геофизических исследованиях поверхности.

Изучением метаморфизма и рудной минерализации в глубинных зонах земной коры занимались и другие исследователи упомянутых скважин; в ряде случаев были предложены иные интерпретации метаморфической зональности и ее возраста, распределение рудной минерализации [5, 7, 11, 13, 14]. Однако сопоставление разных точек зрения не входит в задачу авторов, которые базируются на собственных данных. Это относится и к методической части статьи.

ВЕРТИКАЛЬНАЯ МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Кольская сверхглубокая скважина. Зональность метаморфизма. Наиболее детально в разрезе Кольской сверхглубокой скважины изучена зональность среднепротерозойского (1,8 – 2 млрд лет) метаморфизма, который изменил осадочные и вулканогенные породы печенгского комплекса и почти нацело уничтожил более ранние минеральные парагенезисы в гнейсах и амфиболитах кольской серии (рис. 3 см вкл.).

Всего в разрезе скважины выделены четыре метаморфические фации, одна из которых разделена на субфации:

1) пренит-пумпеллиновая фация (0–1400 м); 2) фация зеленых сланцев (1400–4900 м): а) эпидот-хлоритовая субфация (1400–3200 м), б) биотит-актинолитовая субфация (3200–4900 м); 3) эпидот-амфиболитовая фация (4900–6000 м); 4) амфиболитовая фация (ниже 6000 м).

На основании специализированной документации керна, сопоставления текстур и структур метаморфических горных пород с их минеральными ассоциациями, изучения пространственной ориентировки минералов установлено, что в соответствии с общей температурной зональностью протерозойского метаморфизма интенсивность деформации и перекристаллизации пород увеличивается также сверху вниз [11]. До отметки 4340 м проявления дислокационного метаморфизма ограничены сравнительно узкими тектоническими швами, внутреннее строение которых определяется в основном составом исходных пород. Ниже этой отметки влияние литологического состава отходит на второй план. Все породы подверга-

ются расщеплению, которое сопровождается появлением деформационных кристаллобластических структур, закономерной ориентировки метаморфических минералов и анизотропии горных пород. Кроме того, в нижней части печенгского комплекса и в кольской серии установлено проявление регрессивного метаморфизма зеленосланцевой фации.

Пренит-пумпеллиитовая фация вскрыта скважиной только в средней и верхней (по температуре) частях. Парагенезисы минералов пренит-пумпеллиитовой фации характеризуются устойчивостью хлорита с пренитом в верхних интервалах и пумпеллиита с эпидотом и стильпноомеланом у нижней (по скважине) границы фаций. Парагенезис пумпеллиита со стильпноомеланом появляется обычно в сильножелезистых породах и сопровождается железистым хлоритом. Степень изменения пород неравномерная, наиболее интенсивно метаморфизм проявлен в зонах повышенной трещиноватости, которые подчеркиваются обилием кварц-карбонатных жил и интенсивной пренитизацией, причем замещению подвергаются как основная масса пород, так и вкрапленники пироксена и плагиоклаза.

Фация зеленых сланцев охватывает почти всю ждановскую, а также заполярнинскую и лучломпольскую свиты, характеризуется стандартной ассоциацией метаморфических минералов (хлорит+эпидот+актинолит+биотит+альбит) и подразделяется на две субфации: эпидот-хлоритовую и биотит-актинолитовую. В эпидот-хлоритовой субфации замещение пироксена актинолитом происходит с образованием псевдоморфоз и сохранением исходной порфировой структуры магматической породы. По основной массе и зернам плагиоклаза развиты эпидот, хлорит, кварц, местами — стильпноомелан и карбонат, по зернам пироксена актинолит. Для биотит-актинолитовой субфации типична перекристаллизация пород с исчезновением первичных структур, с тенденцией к образованию сравнительно однороднозернистых структур вместо порфировидных, т.е. к грануляции. Возрастает содержание глинозема в актинолите, а в отдельных местах вокруг него возникают каемки еще более глиноземистого амфибола.

Верхняя граница эпидот-амфиболитовой фации совпадает с кровлей II вулканогенной толщи. Породы представлены сравнительно однородными сланцеватыми амфиболитами без реликтовых структур. Значительную часть пород, преобразованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации, составляют метаандезиты. Они представлены двумя разновидностями, одна из которых имеет минеральный состав амфиболита, а другая — биотит-плагиоклазовых мелкозернистых сланцев, часто с магнетитом. Определяющим для эпидот-амфиболитовой фации является присутствие в амфиболитах глиноземистой обыкновенной роговой обманки и альбитового плагиоклаза, неравномерно замещенного более основным плагиоклазом № 10—15. Систематическое развитие вместе с роговой обманкой плагиоклаза более основного, чем № 15, означает начало амфиболитовой фации. Граница эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций по этим признакам отнесена к глубине около 6000 м.

Амфиболитовая фация в метабазитах печенгского комплекса представлена наиболее низкотемпературными разновидностями, вплотную примыкающими к эпидот-амфиболитовой фации. Сюда относится большая часть амфиболитов I вулканогенной толщи и гранито-гнейсового комплекса. И для тех и

для других амфиболитов характерен парагенезис высокоглиноземистого амфибола с плагиоклазом повышенной (свыше № 20) основности.

Соотношения между метаморфизмом низов печенгского комплекса и нижележащих гранито-гнейсов недостаточно ясны. При переходе в гранито-гнейсы не наблюдается принципиального изменения типа деформации пород, как и степени их метаморфизма. Углы наклона сланцеватости к оси зерна по обе стороны контакта одинаковы. В интервалах 113–118 и 142–146 м ниже контакта печенгского комплекса среди гранито-гнейсов залегают тонкосланцеватые амфиболиты, аналогичные рассланцованным метабазитам низов печенгского комплекса. Более того, в гранито-гнейсах, так же как и в этих последних, фиксируются одинаковые узоры микроструктурных диаграмм по кварцу и слюдам. Отсюда следует вывод о тектоническом происхождении сланцеватости гранито-гнейсов, который, однако, не исключает предположения об унаследованности ее от слоистости осадочных пород.

Микроструктурный анализ образцов кольской серии, отобранных на глубинах 8–10 км в тех интервалах, где бурение осуществлялось с прямой керноприемной трубой, показал, что в гнейсах и мигматитах породообразующие минералы обладают закономерной ориентировкой, характерной для рассланцованных пород более верхних горизонтов. Это позволяет предполагать единство плана деформаций пород кольской серии на значительном удалении от контакта с печенгским комплексом.

Дислокационный регрессивный метаморфизм. Одним из неожиданных результатов проходки Кольской сверхглубокой скважины явилось широкое развитие зон дробления, трещиноватости, регрессивного дислокационного метаморфизма на больших расстояниях от дневной поверхности. В печенгском комплексе наиболее ярким примером служат зоны интенсивной трещиноватости в метабазитах на 5900–6400 м, где сланцеватые амфиболиты пересекаются многочисленными крутопадающими дизъюнктивными нарушениями. Их сопровождают трещины отрыва или микробрекчиевые швы, выполненные эпидотом, хлоритом, кварцем, кальцитом. Эти же минералы развиваются по амфиболитам. Микробрекчиевая, штокверковая, сетчато-прожилковая текстура минеральных агрегатов свидетельствует об отложении вещества в открытых полостях.

В гранито-гнейсах и амфиболитах кольской серии регрессивный метаморфизм представлен двумя степенями. Первая из них выражается в мусковитизации, вторая — в хлоритизации биотита и амфибола, эпидотизации и серицитизации калиевого полевого шпата, альбитизации плагиоклаза, развитии актинолита, кварца, иногда пренита. Как правило, вторая ступень связана с зонами тонкого дробления и катаклаза метаморфических пород. Тектоническая природа зон регрессивного метаморфизма доказывается морфологическими признаками минерализованных трещин, а также перемещениями по типу сдвига разновозрастных жилков различного состава.

Таким образом, исследования зерна Кольской сверхглубокой скважины позволили впервые в одном разрезе проследить все переходы от пренит-пумпеллиитовой до амфиболитовой фации. Однако определение температур и давлений при формировании этой метаморфической зональности сопряжено с большими трудностями. Они обусловлены, с одной стороны, несовершенством минералогических геотермометров и геобарометров для

зон низкотемпературного метаморфизма, а с другой — неполной равновесностью минеральных ассоциаций [4].

Степень равновесности. В разрезе скв. СГ-3 выделены три зоны по степени химического равновесия при метаморфизме, которым отвечают три типа структур метаморфических пород: 1) химически неравновесные реликтовые (0–2100 м), 2) химически равновесные реликтовые (2100–4340 м), 3) химически равновесные кристаллически-сланцеватые (4340–12000 м).

В первой зоне в метабазитах наблюдаются явно неравновесные минеральные ассоциации. С одной стороны, стекловатые участки полностью замещены метаморфическими минералами: хлоритом, пумпеллином, пренитом и др., а с другой — в породе присутствуют неизмененные вкрапленники магматического клинопироксена. Полностью сохраняется магматическая структура породы, создаваемая альбитизированным плагиоклазом и неизмененным клинопироксеном.

Вторая зона характеризуется полным замещением магматических минералов породы метаморфическими: плагиоклаза — альбитом, клинопироксена — актинолитом, стекловатых и мелкозернистых участков (кроме перечисленных минералов) — хлоритом, стильпномеланом и др. Таким образом, порода находится в состоянии, близком к химическому равновесию, однако структура породы реликтовая магматическая, так как альбит сохраняет формы плагиоклаза, а актинолит образует псевдоморфозы по клинопироксену. Текстура остается массивной. Здесь же наблюдается постепенное "расползание" реликтовой структуры, которая полностью исчезает только в третьей зоне.

Для третьей зоны характерны уже кристаллически-сланцеватые, типично метаморфические структуры и текстуры. Как было отмечено выше, кристаллически-сланцеватые структуры появляются в зоне мощного Лучломпольского разлома и далее резко преобладают.

Мигматизация. Изменения минеральных ассоциаций метаморфических минералов при переходе от одной фации к другой доказывает отсутствие метаморфического перерыва на границе кольской серии и печенгского комплекса.

Тем не менее кольская серия принципиально отличается от печенгского комплекса интенсивной гранитизацией с широким развитием мигматитов, пегматитовых и аплитовых жил. Среди мигматитов по текстурным признакам преобладают теневые, реже наблюдаются порфиробластовые пятнистые и слоисто-полосчатые разновидности. Среди мелкозернистых теневых мигматитов с гнейсовидной текстурой встречаются полосы более крупнозернистого и лейкократового материала ("лейкосома"). Влияние литологического состава сказывается в избирательной гранитизации гнейсов по сравнению с мета- и ультрабазитами. При этом в гнейсах неосома развивается преимущественно по слоистости и сланцеватости, в амфиболитах же она распространена как согласно с залеганием, так и в виде диагональных прожилков. Неосома порфиробластических мигматитов характеризуется неравномерной зернистостью за счет более крупных идиобластов плагиоклаза в плагиопородах и микроклина и в меньшей степени кварца в гранитных мигматитах. Структура таких более крупнозернистых участков приближается к гранитной.

Несмотря на то что гранитизации подвергаются породы различного литологического состава, мигматиты имеют сходный минеральный состав, особенно лейкосома. Некоторые различия устанавливаются только в узких приконтактных зонах.

Мигматиты состоят из плагиоклаза, микроклина, кварца, биотита. В них постоянно присутствуют в варьирующих количествах эпидот, клиноцоизит и мусковит. Вблизи высокоглиноземистых гнейсов наблюдаются также реликтовые кристаллы ставролита и граната, а в мигматитах по амфибол-биотитовым гнейсам и амфиболитам — единичные зерна роговой обманки. По соотношению породообразующих минералов мигматиты соответствуют диоритам, тоналитам, гранодиоритам, плагиогранитам, а по содержанию породообразующих окислов отвечают щелочноземельному ряду плагиогранит—диорит—гранодиорит—гранит.

Касаясь условий образования мигматитов, необходимо указать, что неосома мигматитов имеет анхизвтектический состав. Структурные соотношения и составы минералов неосомы почти не отличаются от таковых метаморфических пород. Это позволяет предполагать, что гранитизация кольской серии в целом носила метасоматический характер, лишь в отдельных участках сопровождаясь плавлением субстрата.

Геотермический палеогradient. Определение температур метаморфизма по составам сосуществующих минералов и минеральным ассоциациям подтверждает общее повышение интенсивности процесса с глубиной и вместе с тем доказывает резкие вариации палеогеотермического градиента по вертикали.

Приняв среднюю температуру метаморфизма вулканитов начала скважины за 300°C (середина пренит-пумпеллиитовой фации), а конец зеленосланцевой фации (4900 м) за 450°C, получим градиент 31°C/км, близкий к современному среднему градиенту земной коры. В интервале эпидот-амфиболитовой фации (4900–6000 м) даже при минимальной оценке температуры для амфиболитовой фации в 550°C палеогеотермический градиент получился очень высоким — 82°C/км. В пределах амфиболитовой фации (низы печенгского комплекса и архейский комплекс) фиксируется очень слабое (или вообще проблематичное) повышение температуры метаморфизма. Если исходить из максимальных оценок на основании материала скважины, т.е. от 550 до 650°C (6000–11 000 м), он не превысит 20°C/км. Общий палеогеотермический градиент на протяжении всей скважины (0–11 000 м) имеет максимальную величину 32°C/км. Неравномерность геотермического градиента в период прогрессивного метаморфизма указывает на неоднородность распределения по вертикали метаморфизующих флюидов и теплового потока вследствие влияния зоны Лучломпольского разлома.

Развитие в высокоглиноземистых гнейсах андалузита и фибролита при отсутствии кианита или его редкой встречаемости позволяет предполагать, что метаморфизм амфиболитовой фации происходил при умеренных давлениях, не превышающих 0,3–0,4 ГПа. Судя по концентрациям титана и алюминия в шестерной координации в биотитах, а также по содержаниям глинозема в амфиболах мигматитов, гранитизация кольской серии также происходила в термодинамических условиях амфиболитовой фации.

О температурах в зонах регрессивного метаморфизма можно судить по

распределению кобальта в сосуществующих пирротине и пирите из этих зон, о чем будет сказано ниже.

Миннибаевская скважина. Кристаллический фундамент в разрезе Миннибаевской скважины состоит из нескольких пачек метapelитов мощностью от 160 до 850 м, чередующихся с метабазами [18]. Текстурно-структурные наблюдения и анализ парагенезисов минералов позволили выделить и охарактеризовать процессы регионального метаморфизма, гранитизации и дислокационного метаморфизма (рис. 4).

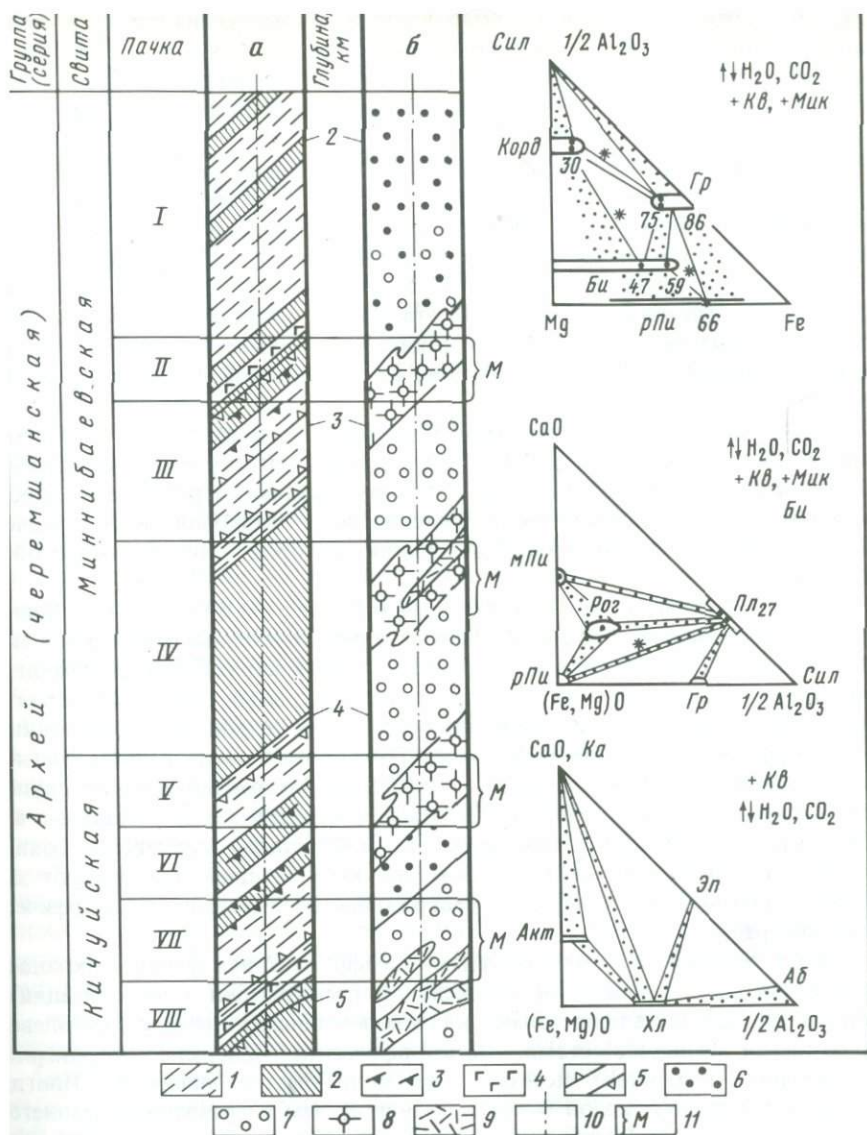
Региональный метаморфизм. Наиболее многоминеральными ассоциациями метapelитов являются (с добавлением избыточных *Кв*, *Пл*, *Мик*): *Гр+Сил+Корд*; *Гр+Корд+Би*; *Гр+Гип+Би* (см. рис. 4). По химизму изученные нами метapelиты относятся к группе пород, насыщенных K_2O . В метабазах наиболее ранним является парагенезис *Гип+мПл+Пл*. В регрессивную стадию образуется более полная ассоциация, включающая *Гип+мПл+Рог+Би+Пл+Мт+Кв*. Другие ассоциации имеют меньшее число минералов, из них в ассоциациях *Гип+мПл+(Рог)+Пл* и *мПл_{2,7}+Рог_{3,2}+ (Би)_{3,6}* роговая обманка и биотит имеют вид более поздних минералов. Изредка к ним добавляется микроклин. Минералы одной из таких ассоциаций (без биотита) проанализированы на рентгеновском микроанализаторе. Температура образования этой ассоциации, исходя из составов минералов, оценивается 650–750°C.

Наиболее многоминеральной ассоциацией эвлизитоподобных пород является *Гип+Гр+Пл+Би+Кв+Мик+Мт*. В отличие от исходной ассоциации в метapelитах состав гиперстена, граната и биотита более железистый (соответственно, 66–80, 86–89 и 64–70 ат.%).

Согласно традиционным схемам, указанные выше парагенезисы соответствуют гранулитовой фации или фации двупироксеновых гнейсов с признаками наложения на нее фации куммингтонитовых амфиболитов (табл. III, а). Особенности ассоциаций изученных метapelитов, а именно парагенезис кордиерита с гранатом в присутствии микроклина (ортотклаза), а также сосуществование гиперстена с микроклином как в метapelитах, так и в чарнокитах указывают, по петрогенетической диаграмме С.П. Кориковского [12], на то, что метаморфизм архейских пород происходил при температуре 750–800°C и давлении около 0,4–0,6 ГПа (гранат-кордиерит-ортотклавовая фация, биотит-гранат-гиперстен-ортотклавовая субфация). Однако по двуминеральным геотермометрам в исследуемом разрезе преобладает температура 640–660°C. Это объясняется наложением амфиболитовой фации.

Довольно типичная для изучаемых пород ассоциация биотита с силиманитом свидетельствует о возможности образования биотита в более поздний этап метаморфизма. Наложение амфиболитовой фации на гранулитовую сказывается и на химическом составе минералов метapelитов.

Детальное изучение состава пиральспитовых гранатов показывает, что они имеют зональное строение. Установленные по оптическим признакам сиренево-лиловый и красный гранаты отличаются также и по характеру зональности. Первый из них ($n = 1,790$ – $1,798$, $f = 71$ – 75%) приурочен к ранним парагенезисам, и в нем от центра к периферии уменьшается содержание MgO , реже MnO при возрастании количеств FeO и CaO , что, вероятно, означает регрессивную направленность процесса. В красных грана-



Р и с. 4. Разрез докембрия в параметрической Миннибаевской скважине 20000 [18]

а — геологический разрез, б — фации метаморфизма

1 — метапелиты (гнейсы и кристаллосланцы с высокоглиноземистыми минералами); 2 — метабазиты (основные кристаллосланцы); 3 — бластомилониты и бластокатаклазиты; 4 — рифейские габбро-диабазы (не метаморфизованные); 5 — катаклазиты, брекчи; 6–10 — фации метаморфизма: 6 — гранулитовая, 7 — гранулитовая с наложением амфиболитовой, 8 — амфиболитовая, 9 — зеленосланцевая, 10 — ось скважины; 11 — зоны интенсивной мигматизации и гранитизации; I–VIII — пачки пород, отличающиеся по петрографическому составу; на диаграммах состав–парегенезис сверху вниз изображены минеральные ассоциации гранулит-амфиболитовой (метапелиты и метабазиты) и зеленосланцевой фаций; черные кружки — химические составы минералов, звездочки — пород

тах ($n = 1,800-1,807$, $f = 75-80\%$) зональность выражена слабее и имеет противоположный, чем у сиреневых, характер, что, вероятно, свидетельствует об образовании красных гранатов в прогрессивную стадию биотит-силлиманит-ортоклазовой фации. В кордиеритах и гиперстенах зональное строение не отмечается [18].

Определение температуры метаморфизма производилось по двуминеральным геотермометрам Л.Л. Перчука [16]. Результаты показали, что образцы с глубины 1960–1990 м по гранат-биотитовому, гранат-кордиеритовому и амфибол-пироксеновым геотермометрам дают большей частью температуру в пределах $650-750^{\circ}\text{C}$, а с глубины 4532 м – $640-660^{\circ}\text{C}$. Полученные значения температуры отвечают в основном высокотемпературным ступеням амфиболитовой фации, что указывает на изменение химизма минералов во время наложения амфиболитовой фации на гранулитовую.

Таким образом, парагенетический анализ архейских пород, вскрытых скв. 20000, позволяет выделить два главных тектоно-метаморфических этапа. Первый этап проходил в гранулитовую фацию умеренного давления, второй – также при умеренном давлении, но в амфиболитовую. Предполагается, что первый этап имеет архейский, а второй – нижнепротерозойский возраст.

Соотношение метаморфизма и гранитизации. Минеральные ассоциации пород указывают, что оба отмеченных выше этапа метаморфизма сопровождалась процессами гранитизации. Процессы гранитизации (мигматизации) в архейских породах, вскрытых скв. 20 000, проявлены повсеместно. Их интенсивность возрастает с глубиной. Более ранний метаморфизм гранулитовой фации сопровождается образованием плагиомигматитов, часть которых носит эндербитовый характер, а также двуполевошпатовых мигматитов, относящихся к чарнокитам. Минеральные ассоциации мигматизированных пород на ранней стадии качественно совпадают с ассоциациями метаморфизма, на более поздней приобретают характер плагиоаплитов, нередко содержащих реликтовые метаморфические минералы.

Более поздний этап метаморфизма (амфиболитовая фация) проходил одновременно с процессами интенсивной гранитизации (мигматизации). Мигматиты представлены только калиевополевошпатовыми и двуполевошпатовыми разновидностями. Метаморфические минералы (кордиерит, силлиманит, гиперстен) исчезают, особенно быстро гиперстен. Иногда сохраняется гранат, но он более железистый, чем в гранитоидах раннего, архейского этапа. Микроклин, хотя и представлен пертитом, содержит меньше альбитовых вростков, чем в мигматитах гранулитовой фации. В породах типа эвлизитов при гранитизации за счет распада гиперстена в заметных количествах (до 15–20%) образуется магнетит.

Дислокационный метаморфизм и диафторез. Геологические наблюдения и данные микроструктурного анализа показывают, что наложенный на уже гранитизированные и мигматизированные породы динамометаморфизм происходил в режиме амфиболитовой фации в условиях интенсивных тектонических воздействий, связанных с завершающей стадией развития дорифейской протогеосинклинали. В результате в кристаллических сланцах, гнейсах и мигматитах возникли мощные зоны

бластомилонитов и бластокатаклазитов. Последние резко отличаются от окружающих метапелитов и метабазитов своими очковоструйчатыми текстурами (табл. III, б) и отчетливой ориентировкой кварца и других минералов. Оптические оси кварцевых зерен в бластомилонитах концентрируются в виде четкого овального максимума, совпадающего с плоскостью кристаллизационной сланцеватости, что характерно именно для бластомилонитов амфиболитовой фации. Показательно, что и зерна других минералов бластомилонитов, в частности силлиманита, ориентированы по тому же типу. В то же время в гнейсах, мигматитах и более поздних катаклазитах оптические оси кварца располагаются либо беспорядочно, либо по типу нечеткого *R*-тектонита. Для бластомилонитов характерна устойчивая ассоциация кварца, микроклина, олигоклаза, биотита, граната и силлиманита. По составу они близки к минералам регионально метаморфизованных пород амфиболитовой фации.

Наиболее поздним процессом изменения, прошедшим на различных уровнях зеленосланцевой и более низкотемпературных фаций, является диафторез. Он проявлен очень локально и приурочен к узким зонам дизъюнктивных нарушений, контактам даек диабазов и т.д. Этот процесс заключается в хлоритизации темноцветных минералов, серицитизации плагиоклазов, замещении роговой обманки актинолитом и куммингтонитом. К этому типу относится образование метасоматических альбититов и хлорит-эпидот-альбитовых пород. Эвлизиты иногда замещаются биотит-боулингит-уралитовым комплексом, а также пирит-кварц-хлоритовой породой.

Сильно альбитизированные породы развиты в скважине на глубине около 5 км, вблизи контактов нижней дайки диабазов, но встречаются и выше по разрезу. Эти породы часто приурочены к зонам катаклаза и милонитизации, хотя бывают и тектонически не нарушенными. В последнем случае структурно-текстурные особенности гнейсов сохраняются. Плагиоклаз полностью замещен альбитом, выглядит пелитизированным и замусоренным. Местами в плагиоклазе появляются мелкие обильные выделения эпидота (соссюритизация). Темноцветные минералы полностью хлоритизированы. Биотит замещается гомоосевыми псевдоморфозами хлорита, другие темноцветные минералы — обычно тонкочешуйчатой массой хлорита, чешуйки которого иногда имеют предпочтительную ориентировку. Нетронутые зерна кварца обеспечивают сохранность текстуры.

Альбитизированные бластокатаклазиты и бластомилониты содержат альбит как в псевдоморфозах по обломкам плагиоклазов, так и возникший при перекристаллизации дробленого материала (табл. III, а). В этом случае альбит чистый, с изогнутыми двойниками. Участки тонкочешуйчатого хлорита сосредоточены в массе, цементирующей обломки (в бластокатаклазитах) или в вытянутых полосках, параллельных ленточному кварцу (в бластомилонитах).

В зонах, подвергшихся диафторическому изменению, встречается пренит как в тонких, субмикроскопических жилках, так и в отдельных зернах. Таким образом, регрессивные изменения в разрезе скважины происходят на уровне низкотемпературной части зеленосланцевой фации с переходом местами в пренит-пумпеллиитовую.

Предположительно эти процессы связаны с магматическим комплексом

рифейских диабазов, соответствующих байкальскому этапу активизации платформы. Однако скв. 20 000 пересекла мощную зону долгоживущего Кичуйского разлома, где продукты зон регрессивного дислокационного метаморфизма обнаруживают признаки многоэтапных тектонических деформаций, которые представлены гранат-силлиманитовыми и кварц-полевошпатовыми бластокатаклазитами, эпидот-хлоритовыми катаклазитами, филлонитами, тектоническими брекчиями, псевдотахилитами, образовавшимися в разное время и в разных условиях.

Саатлинская скважина. Петрология вулканитов. Вскрытый скважиной разрез сложен кайнозойскими и мезозойскими осадочными породами (от поверхности до 3530 м) и юрскими недислоцированными вулканогенными толщами (от 3530 до 8267 м), основание которых пока не вскрыто. Юрский возраст вулканитов определяется по положению их непосредственно над известняками верхнего мела и оксфорда—киммериджа, а также по комплексу радиолярий (средняя—верхняя юра) в небольших прослоях туфоалевролитов среди вулканитов в интервале глубин 6100—6800 м [1].

Распределение вулканогенных пород показано на рис. 5 (см. вкл.), где видна ясная приуроченность базальтов к верхним частям разреза, а дацитов и риолитов к нижним частям разреза. Можно выделить три крупные пачки: 1) верхнюю, базальтовую (3500—6100 м) с абсолютным преобладанием пироксен-плаггиоклазовых базальтов (и незначительными вариациями в составе до лейкобазальтов и андезито-базальтов) и с одним горизонтом роговообманковых, сильно цеолитизированных андезитов (4850—5100 м); 2) среднюю, преимущественно андезитовую (6100—6800 м) с отдельными прослоями базальтов, силлами долеритов; 3) нижнюю, дацит-риолитовую (глубже 6800 м), в которой среди преобладающих дацитов, а также риодацитов и риолитов залегают силлы долеритов, диорит-порфиритов, прослои базальтов и андезитов.

По фациальной принадлежности хорошо различаются вулканиты собственно эффузивной фации (массивные, агломератовые лавы), вулканокластические продукты и гипабиссальные и субвулканические тела. Характерна высокая степень эксплозивности, взрывной характер извержений, в связи с чем наиболее распространены по всему разрезу скважины, но чаще в базальтовых толщах, разнообразные агломератовые лавы (лаво-брекчии, кластолавы), атакситовые лавы, туфобрекчии с однородным составом и строением слагающих их фрагментов (размером от 1 мм до нескольких сантиметров). Для большинства пород скважины, как основных, так и кислых, весьма характерны миндалекаменные структуры. Миндалины размером 1—5 мм составляют в среднем 10—15% объема лав.

Доминирующим структурным типом всех вулканитов скважины является порфировый тип. Содержание фенокристов составляет обычно 10—30% объема породы; встречаются полифировые базальты и андезито-базальты с 40—50% фенокристов. Среди дацитов и риодацитов наряду с порфировыми часты афировые или олигофировые разновидности.

Состав первичных минералов вулканитов скважины довольно однообразен. Во всех типах пород плаггиоклаз преобладает в фенокристах и в основной массе. В базальтах состав неизмененного плаггиоклаза отве-

чают основному битовниту (An_{90}) во внутренних частях кристаллов или основному лабрадору — битовниту (An_{65-80}) во внешних. Кроме того, исследования показали разную степень деанортитизации плагиоклаза.

Клинопироксен представлен авгитом. Фенокристы его, сильно уступающие по количеству плагиоклазу, часто имеют более крупные размеры (3–4 мм), иногда зональны. Авгиты из разных уровней верхней базальтовой пачки обнаруживают большую близость составов. Они характеризуются содержанием кальциевой составляющей приблизительно 40 мол.% и железистостью 22–30%. Содержание Al_2O_3 — 2–5 мас.%. Гиперстенсодержащие базальты обнаружены в интервале 4093–4113 м. Гиперстен находится в редких фенокристах, частично в сростках с авгитом. Роговая обманка наблюдается преимущественно в андезитах, реже в дацитах и почти не подвержена вторичным изменениям. Состав ее в андезитах образцов 2589 (глубина 5040–5046 м) и 2935 (глубина 5169–5171 м) соответственно равен (мас.%): SiO_2 — 50,32 и 50,41; TiO_2 — 0,95 и 0,88; Al_2O_3 — 7,87 и 8,28; $FeO_{общ}$ — 11,92 и 11,72; MnO — 0,73 и 0,70; MgO — 15,34 и 16,26; CaO — 10,13 и 10,07; Na_2O — 1,60 и 1,59; K_2O — 0,25 и 0,20; Σ 99,11 и 100,11; f — 31,6 и 30,0 мол.%.

Кремнекислые породы — дациты, риодациты и более редкие риолиты — представлены массивными, часто миндалекаменными разновидностями, плагиофировыми или афировыми. Кварц во вкрапленниках отсутствует, встречаются окварцованные дацитовые туфы.

Петрохимическая типизация всех рассматриваемых пород наиболее наглядно выявляется на диаграмме *AFM*, где видно, что большая часть пород попадает в поле известково-щелочных серий, в том числе гиперстенсодержащие базальты. Принадлежность базальтовых и андезитовых членов разреза к известково-щелочной серии по различным петрохимическим критериям отмечалась Р.Н. Абдуллаевым и А.С. Салаховым [1], а также А.А. Кременецким и Д.Д. Будянским. Петрографические и геохимические особенности пород при высокой эксплозивности извержений позволяют рассматривать вулканы Саатлинской скважины как протяженную базальт-андезит-дацитовую серию островодужного типа, соответствующую ближе всего известково-щелочному тренду, но частично несущую в себе особенности К–Na толеитового типа. Распределение пород по составу в современном разрезе скважины имеет антидромный характер, однако характерные особенности дацитов и риодацитов нижней части разреза (отсутствие кварцпорфировых разновидностей, гомогенные включения более основного состава, невысокая калиево-щелочность пород, бедность водосодержащими минеральными фазами) позволяют считать их дифференциатами базальтовой или андезито-базальтовой магмы.

Метаморфизм вулканитов. Во всех вулканогенных породах, вскрытых Саатлинской скважиной, в тех или иных количествах присутствуют вторичные минералы. Они представлены коллоидными криптокристаллическими или тонкозернистыми массами и трудны для исследования их химических и оптических свойств. Благодаря применению рентгеноструктурного и рентгеноспектрального анализов впервые для Саатлинской сверхглубокой скважины уверенно диагностированы такие минералы, как пренит, пумпеллиит, эпидот.

Распределение метаморфических минералов в разрезе скв. СГ-1 показано

на рис. 5. Изменение минерального состава, связанное с метаморфизмом, выражается в следующем:

а) приблизительно на глубине 4800 м магматический основной (№ 60–90) плагиоклаз метабазитов почти полностью превращается в альбит, хотя ниже этой глубины кое-где и остаются реликты лабрадора–битовнита;

б) начиная с этой глубины (4800 м) уменьшается количество клинопироксена в базальтах за счет его частичного замещения вторичными минералами;

в) до глубины 4280 м прослеживаются глинистые, а до глубины 4660 м гидрослюдастые минералы, сменяясь ниже этого уровня фенгито–мусковитовой белой слюдой и хлоритом. Изредка гидрослюды встречаются и на больших глубинах (например, на глубине 5035 м);

г) цеолиты идут с самого начала базальтового интервала; их количество все больше увеличивается вследствие увеличения интенсивности метаморфизма до 5500 м, а затем они исчезают;

д) пренит проявлен впервые на глубине 4200 м, а более массовое проявление наблюдается на глубине около 4600 м (он встречается почти во всех шлифах); исчезает на глубине 6800 м;

е) пумпеллиит начинается несколько позже пренита (приблизительно с 4600 м) и везде встречается в небольших количествах, а в ряде шлифов отсутствует;

ж) альбит, развивающийся по магматическому плагиоклазу, на глубине 4550 м почти полностью его замещает; основной плагиоклаз ниже этой глубины представлен редкими реликтами;

з) эпидот появляется только с глубины 5000 м и преимущественно в породах основного состава; встречается в небольших количествах;

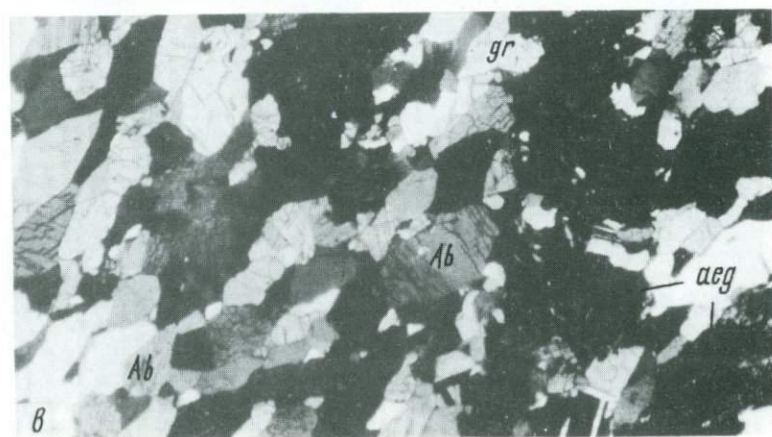
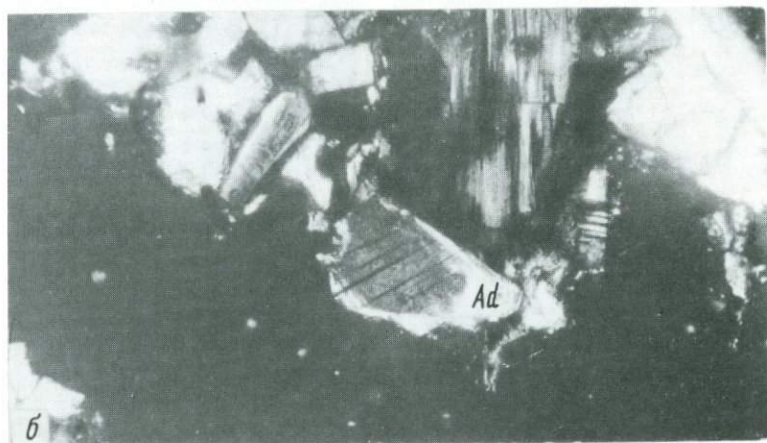
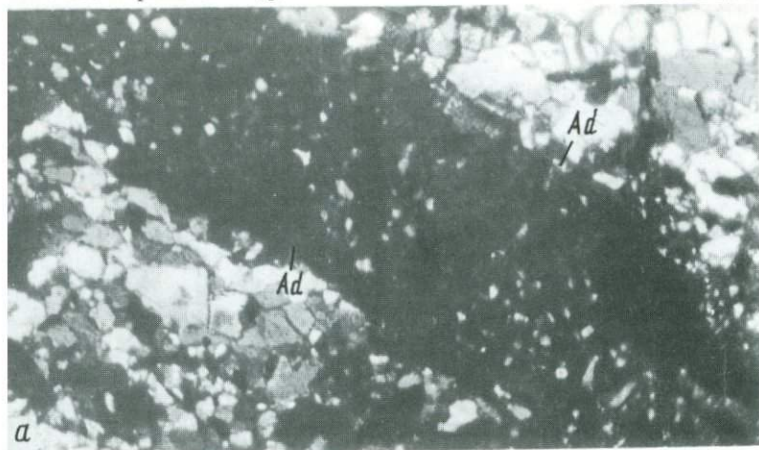
и) ангидрит в породах скв. СГ-1 начинается только на глубине 6400 м и не исчезает до конца скважины;

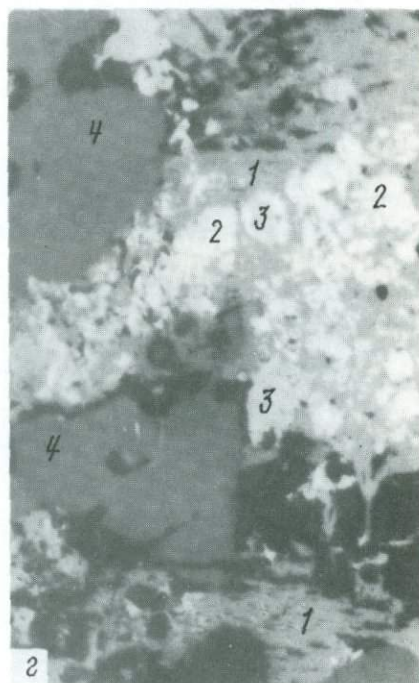
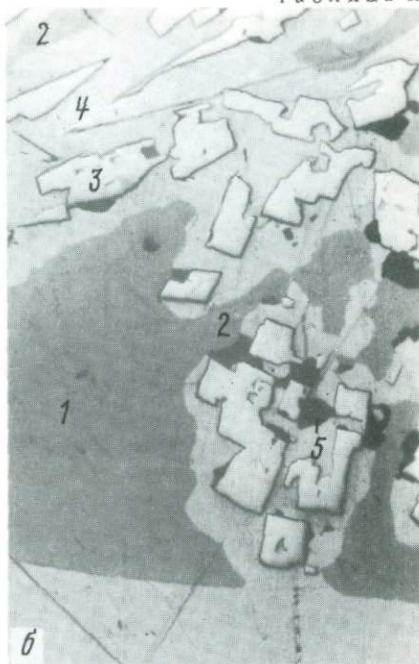
к) хлорит (или хлоритоподобные скопления), кварц, кальцит являются проходящими минералами, встречающимися на всех глубинах изученного интервала.

Таким образом, на протяжении интервала скв. СГ-1, занятого вулканическими породами основного и среднего состава, наблюдается несомненная зональность, выраженная в смене минералов.

Ф а ц и и м е т а м о р ф и з м а. В метаморфизме низкотемпературных ступеней необходимо рассматривать два разных аспекта: первый касается условий, господствовавших во время перекристаллизации, т.е. температуры, давления, состава флюидов; второй касается степени преобразования породы, степени приспособления ее к новым условиям, т.е. степени равновесности. В цеолитовой и пренит–пумпеллиитовой фациях, как правило, степень преобразования основных вулканических пород достаточно низкая. Новообразованные минералы заполняют миндалины, замещают стекловатые участки пород и гораздо реже развиваются по магматическим минералам; количество новообразований невелико. Исключение составляют только зоны дробления, где новообразованных минералов значительно больше. Обычно степень преобразования породы (и равновесности) повышается с ростом температуры метаморфизма. Таким образом, эти два аспекта взаимосвязаны, хотя и неоднозначно.

Цеолитовая фация идет от начала эффузивного интервала скв. СГ-1





(т.е. с 3526 м) до глубины приблизительно 4600 м. Она характеризуется ассоциациями новообразованных гидрослюдистых и глинистых минералов с цеолитами, карбонатом, хлоритом и др. Новообразованные минералы встречаются в небольших количествах, развиваясь в основном по стекловатым участкам породы, отлагаясь в миндалинах и трещинах. Минералы цеолитовой фации плохо изучены.

Глинистые минералы и гидрослюды представлены криптокристаллическими агрегатами, замещающими вулканическое стекло или заполняющими миндалины. Гидрослюдистые агрегаты имеют обычно буровато-зеленую или ярко-зеленую окраску и довольно низкое двупреломление. Возможно, они относятся к селадониту или глаукониту. Одна из гидрослюд имеет низкое содержание Al_2O_3 и высокое — K_2O (табл. 1). Цеолиты встречаются в белых или светло-бурых, стебельчатых или пластинчатых агрегатах. Химический состав одного из образцов показал ломонтит (см. табл. 1). Хлорит имеет ярко-зеленую окраску, низкое двупреломление (до изотропного) и аномальный цвет интерференции. В породе хлорит развивается, замещая стекловатые участки и некоторые минералы (например, клинопироксен) и заполняя пустоты. Состав хлорита отмечается высоким содержанием Al_2O_3 (17–20 мас.%) и железистостью $f = 35$ –47. Для цеолитовой фации очень характерна сохранность не только структур и текстур, но и многих кристаллических магматических минералов. Плагิโอклаз почти не альбитизирован, а клинопироксен представлен свежими фенокристаллами без вторичных минералов. Изменены только оливин (серпентинизирован) и ромбический пироксен (замещен иддингситом или боулингитом).

Нижняя граница фации проведена по появлению в заметных количествах пренита и пумпеллиита (пренит в небольших количествах появился еще на глубине — 4200 м) — индексных минералов пренит-пумпеллиитовой фации. Глинистые и гидрослюдистые минералы встречаются до глубины 5000 м, сосуществуя с пренитом и пумпеллиитом, а цеолиты — до 5500 м. Количество цеолитов при этом не уменьшается. Дело в том, что с повышением температура метаморфизма увеличивается и степень замещения породы вторичными минералами, которые иногда уже и не являются стабильными. Минеральные ассоциации цеолитовой фации представлены на диаграмме. Конечно, из-за неравновесности и низкой степени замещенности породы сама диаграмма носит условный характер. Оценивая условия цеолитовой фации, большинство исследователей склоняются к температурам ниже $250^\circ C$ и давлению до 0,2 ГПа [6, 21].

Пренит-пумпеллиитовая фация, развитая на глубинах 4600–6800 м, характеризуется, кроме двух индексных, рядом других минералов. На глубине около 5000 м и глинистые, и гидрослюдистые минералы сменяются светлой слюдой типа мусковита–фенгита. На глубине около 5500 м полностью исчезают цеолиты. Промежуток между 4600 и 5500 м отнесен к пренит-пумпеллиитовой фации, так как прогрессивный метаморфизм в этом интервале проходил уже в условиях, характерных для этой фации, а цеолиты сохранялись в силу общей заторможенности процесса и неравновесности состояния. Приблизительно к этой же глубине (5500 м) плагิโอклаз почти полностью альбитизирован, хотя отдельные реликты основного плагิโอклаза сохраняются и глубже. Клинопироксен слабо хлоритизирован и карбонатизирован. С глубины 5000 м появляется эпидот. Таким обра-

Таблица 1

Химический состав различных агрегатов и минералов (мас. %)

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	56,32	57,26	34,03	34,87
TiO ₂	0,20	0,20	—	—
Al ₂ O ₃	3,57	3,59	16,95	19,92
FeO	15,53	15,66	22,64	21,20
MnO	—	—	0,53	0,58
MgO	7,89	7,93	15,00	14,68
CaO	0,14	0,14	0,81	0,60
Na ₂ O	0,05	0,04	0,03	0,03
K ₂ O	9,86	9,83	0,04	—
Σ	93,56	94,65	90,00	91,82
Si	4,11	4,13	3,52	3,52
Al	—	—	0,48	0,48
Al	0,31	0,30	1,58	1,89
Fe	0,95	0,94	1,96	1,79
Ti	0,02	0,02	—	—
Mn	—	—	0,04	0,05
Mg	0,86	0,85	2,31	2,20
Ca	0,01	0,01	0,09	0,07
Na	0,01	—	0,01	—
K	0,92	0,90	0,01	—
	f = 0,52	f = 0,53	f = 0,46	f = 0,45

1 — обр. 1185а (гл. 3628–3633 м), гидрослюда в виде тонкочешуйчатого агрегата оливково-зеленого цвета заполняет пустоты овальной формы; 2 — обр. 1185а (гл. 3628–3633 м), гидрослюда чешуйчато-скорлуповатая, занимает внешнюю оболочку пустоты; 3 — обр. 2128 (гл. 4634–4640 м), хлорит бурый, развивается вокруг скоплений пумпеллиита; 4 — обр. 2128 (гл. 4634–4640 м) хлорит зеленый, образует неправильные участки (возможно, развит по стекловатой массе); 5 — обр. 4644 (гл. 5628–5632 м); хлорит тонкочешуйчатый, почти изотропный, буровато-зеленый (возможно, развит по стекловатой массе), из лавобрексии клинопироксен-плаггиокла-

зом, в интервале 4600–6800 м в метабазитах наблюдаются ассоциации, характерные для пренитпумпеллиитовой фации.

Пренит легко распознается по сравнительно высокому двупреломлению (даже в тонкочешуйчатых агрегатах) и отрицательному удлинению; бесцветен. Заполняет миндалины массами разнообразно ориентированных чешуек либо находится в звездчатых, радиально-лучистых агрегатах мелких пластинок. Химический состав дан в табл. 2. Пумпеллиит встречается в миндалинах, где образует тонкие призмочки, прилегающие одна к другой и расположенные перпендикулярно к стенкам миндалин. В шлифах в отдельных призмах бесцветен или имеет светлую зеленовато-голубоватую окраску. В мелкопризматическом агрегате пумпеллиит серый, желтовато-серый. Оптически его не всегда можно отличить от тонкозернистого эпидота. В некоторых образцах пумпеллиит подтвержден дебаграммой. Результаты рентгеновских микроанализов также подтверждает правильность диагностики (см. табл. 2). При всем сходстве составов пумпеллиита и эпидота, последний отличается от первого малым содержанием FeO (до 2%) и MgO

5	6	7	8	9
29,48	33,33	51,57	54,97	50,48
—	—	—	—	—
18,18	19,66	34,11	28,31	19,77
23,67	18,70	3,90	1,56	0,12
0,39	0,77	0,03	—	—
15,17	20,33	1,77	0,96	0,05
0,29	0,14	0,55	0,29	11,51
0,09	0,12	0,74	0,36	0,15
0,07	0,05	8,75	9,65	0,10
87,34	93,10	101,42	96,10	82,18
3,13	3,22	3,22	3,57	4,08
0,87	0,78	1,78	0,43	—
1,41	1,46	0,73	1,73	1,89
2,10	1,52	0,20	0,09	—
—	—	—	—	—
0,03	0,06	—	—	—
2,40	2,93	0,17	0,09	—
0,03	0,01	0,04	0,02	1,00
0,02	0,02	0,09	0,05	1,02
0,01	—	0,70	0,80	0,01
f = 0,47	f = 0,35	F = 37%	F = 18%	1,03

зового базальта; 6 — обр. 6310 (гл. 7515–7517 м), хлорит пластинчатый, светло-зеленый, из плаггиофирового дацита; 7 — обр. 4644 (гл. 5628–5632 м), мусковит (серицит) бесцветный, мелкочешуйчатый, развитый в центральной части вкрапленников плаггиоклаза, из лавобрексии клинопироксен-плаггиоклазового базальта; 8 — обр. 6310 (гл. 7515–7517 м), крупночешуйчатый мусковит, развитый в центральных частях зерен плаггиоклаза (внешняя кайма альбит), из плаггиофирового дацита; 9 — обр. 2413 (гл. 4915–4922 м), цеолит, развивающийся по плаггиоклазу и основной массе, из порфинового плаггиобазальта.

(до 1%). Зондовые анализы указывают на содержание MgO более чем 1,5% (кроме ан. 1), что очень характерно для пумпеллиита. Эпидот бесцветный или желтый, образуется в миндалинах, в основной массе по стеклу или по фенокристам плаггиоклаза. В последнем случае он обычно бесцветен, в остальных — окрашен в желтый цвет.

Альбит образуется при изменении первично магматического плаггиоклаза, имевшего состав лабрадор-битовнит. Микрозондовые анализы показали наличие, кроме альбита № 0–10, промежуточных разновидностей (An_{10–15}), обычно содержащих пылевидные включения других минералов. Серицит и мусковит образуются по плаггиоклазу, причем по центральным частям его таблиц, тогда как периферийная зона занята альбитом. Эти светлые слюды содержат значительные количества фенгитовой составляющей (18 и 37%, см. табл. 2). Стилпномелан встречается достаточно редко, и его распространение в породах разреза скв. СГ-1 не прослежено. Он образует четкие бурые пластинки с высоким двупреломлением, располагающиеся обычно в агрегате хлорита. Стилпномелан отмечает повышен-

Таблица 2

Химический состав различных минералов (мас. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	38,84	38,54	37,55	39,29	43,17	42,87	43,91
TiO ₂	—	—	0,02	0,08	—	0,02	—
Al ₂ O ₃	24,74	22,62	23,48	23,45	24,48	22,83	22,89
FeO	6,13	7,49	12,64	11,80	0,15	4,45	3,58
MnO	0,13	0,13	0,12	0,19	—	—	—
MgO	1,81	2,30	0,60	0,03	0,05	0,25	0,20
CaO	23,18	22,76	21,73	23,82	25,57	26,93	26,55
Na ₂ O	0,07	0,07	0,22	0,16	0,19	0,18	0,12
K ₂ O	—	—	0,02	—	—	0,02	—
Σ	94,90	93,91	96,38	98,82	93,61	96,55	97,25
Si	3,08	3,10	3,00	3,05	3,02	2,92	2,99
Al	—	—	—	—	—	0,08	0,01
Al	2,31	2,14	2,20	2,16	2,02	1,75	1,83
Fe	0,41	0,50	0,84	0,78	—	0,25	0,17
Mn	—	0,01	0,01	0,01	0,01	—	0,03
Mg	0,21	0,28	0,07	—	—	—	—
Ca	1,97	1,96	1,85	1,98	—	0,02	0,02
Na	0,01	0,01	0,03	0,02	1,92	1,96	1,93
K	—	—	—	—	0,03	0,02	0,02
F	0,15	0,19	0,28	0,27	0,004	0,12	0,10

1 — обр. 1892 (гл. 4454—4457 м), пумпеллит бледно-зеленый из заполнения пустот в миндалекаменном атакситовом пироксен-плагиоклазовом базальте; 2 — обр. 2128 (гл. 4634—4640 м), пумпеллит мелкопризматический, заполняющий центральные части миндалин в миндалекаменном плагио-базальте; 3 — обр. 2320 (гл. 4800—4807 м), пумпеллит тонкопризматический желтого цвета, слагающий мелкие миндалины радиально-лучистым агрегатом, из миндалекаменного авгит-плагиоклазового базальта порфиновой структуры; 4 — обр. 7000 (гл. 7899—7903 м), эпидот в мелких зернах, равномерно рассеянных в порфировидном долерите (диабазе); 5 — обр. 1892 (гл. 4454—4457 м), пренит из совместного с пумпеллитом выполнения пустот в миндалекаменном атакситовом пироксен-плагиоклазовом базальте; 6 — обр. 2320 (гл. 4800—4807 м), пренит мелкочешуйчатый, развившийся по стеклу в миндалекаменном авгит-плагиоклазовом порфиловом базальте; 7 — обр. 4644 (гл. 5628—5632 м), пренит, образующий чешуйчатую сплошную массу, развивающуюся по вкраплениям плагиоклаза, из лавобрекчии клинопироксен-плагиоклазового базальта.

ную железистость породы. Ангидрит в породах образует жилки и неправильные участки, а также вместе с кальцитом заполняет миндалины. Кальцит встречается в виде жилок, выполнения миндалин, а также развивается по основной массе породы. Единственный зондовый анализ кальцита (обр. 6310, глубина 7515–7517 м) показал содержание в нем соответственно (в %): $MgO - 1,37$, $MnO - 0,93$ и $FeO - 0,54$.

Степень замещения породы в пренит-пумпеллиитовой фации также невысока, но с учетом альбитизации плагиоклаза значительно выше, чем в цеолитовой фации. Новообразованные минералы заполняют пустоты и трещины и в меньшей степени (альбит, мусковит по плагиоклазу, хлорит по клинопироксену) развиваются по кристаллическим минералам. Пренит и пумпеллиит исчезают на глубине 6800 м. Поэтому границу между пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фациями можно провести именно на этой глубине. Поскольку для начала зеленосланцевой фации считаются нормальными температуры 350–400 °C, то впредь до получения более определенных данных можно остановиться именно на этих значениях для глубины 6800 м.

Зеленосланцевая фация выделяется в разрезе скв. СГ-1 условно. Это обусловлено тем, что, начиная с глубины 6800 м, когда перестали встречаться пумпеллиит и пренит, господствуют характерные для зеленосланцевой фации ассоциации, такие, как альбит+эпидот+кварц и хлорит+мусковит+кварц. Однако эти ассоциации не противоречат и пренит-пумпеллиитовой фации. Известно, что с увеличением температуры метаморфизма степень изменения исходных пород возрастает. В отличие от цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой фаций в зеленосланцевой фации, как правило, не сохраняется ни реликтовых минералов, ни реликтовых магматических структур и текстур. Обычно это тонкорассланцованные породы (например, в разрезе Кольской сверхглубокой скважины).

В породах скв. СГ-1 до самого забоя (8000 м) сохраняются реликтовые магматические структуры; клинопироксен почти весь, а основной плагиоклаз частично сохранился неизмененными. Кроме того, в эффузивах скв. СГ-1 отсутствует такой характерный для зеленосланцевой фации минерал, как актинолит. Каждый из этих признаков в отдельности не может служить указанием на недостижение этой фации, но все вместе они значительно снижают вероятность ее присутствия.

Во всяком случае, зеленосланцевая фация (если она достигнута) представлена самой низкотемпературной ее субфацией (мусковит-хлоритовой). Для наиболее определенного выяснения условий метаморфизма необходимо дальнейшее исследование.

Описанные вторичные процессы имеют значительное сходство с поствулканическими изменениями базальтов и нередко отрицаются как метаморфические [6]. Это делается на основании: неполного равновесия; зависимости конечных продуктов не только от состава, но и от исходного состояния породы, в частности наличия стекла, и большой роли метасоматических (гидротермальных) явлений. Все перечисленные доводы справедливы и безусловно, в той или иной степени имеют место. Однако несмотря на них, породы с приведенными выше ассоциациями минералов, когда они находятся в ряду других фаций регионального метаморфизма, несомненно отвечают самостоятельной фации.

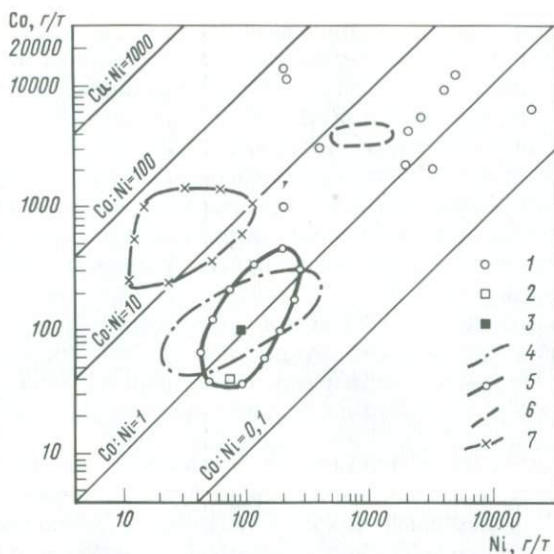
Распределение вторичных минералов в разрезе скважины указывает на повышение температуры метаморфизма с глубиной. Наблюдается определенный единый для всей толщи палеогеотермический градиент, господствовавший в толще эффузивов в конце процесса изменения. Если бы вторичные минералы образовались при поствулканических процессах в ходе остывания отдельных потоков или покровов, то единого градиента не было бы.

В других районах выделяемые цеолитовая и пренит-пумпеллиитовая фации сложены таким же неравновесным агрегатом, как и в Саатлинской скважине. Так, в скважине глубиной около 2 км, пробуренной в основных третичных вулканитах Восточной Исландии, отмечается метаморфическая зональность [22]. Цеолитовая фация, наблюдаемая на поверхности и распространенная до глубины 900 м, характеризуется присутствием хлорита, иллита, хлорит-иллитовых смешанослойных минералов, ломонтита, кварца, сфена и др. Глубже 900 м новообразованная минеральная ассоциация эпидота, пренита, пумпеллиита, ангидрита и др. характеризует уже пренит-пумпеллиитовую фацию. Границы фаций намечены по появлению хлорит-эпидот-кварцевой ассоциации, а пренит и пумпеллиит появляются значительно ниже. Обилие стекловатых фрагментов и высокая пористость и проницаемость пород способствовали изменениям, хотя степень изменения в целом оставалась невысокой. Приблизительно такие же соотношения наблюдаются и в других районах мира.

Палеогеотермический градиент. Метаморфическая зональность в вулканогенной толще разреза скв. СГ-1, таким образом, состоит из трех зон, соответствующих цеолитовой (3526–4600 м), пренит-пумпеллиитовой (4600–6800 м) и (предположительно) зеленосланцевой (глубже 6800 м) фациям; зоны даны на рис. 6. Из-за неравновесности пород в целом и слабой измененности фаций границы проведены приблизительно и, возможно, будут уточняться.

Исходя из горизонтального расположения толщи эффузивов, метаморфизм ее можно классифицировать как метаморфизм погружения. В результате вычисления палеогеотермического градиента метаморфизма толщи разреза скв. СГ-1 получены следующие результаты. От начала скважины (включая осадочные породы) до конца цеолитовой фации, т.е. с глубины 0–4600 м, повышение температуры будет составлять 0–250°С. Исходя из этого, палеогеотермический градиент в этом интервале равен 54°С/км. Геотермический градиент в интервале 4600–6800 м, т.е. в пределах пренит-пумпеллиитовой фации, вычислен при разнице температур метаморфизма от 250°С (конец цеолитовой фации) до 350–400°С (начало зеленосланцевой фации) и составляет 45–68°С/км. И в том и в другом интервале получают близкие величины, характеризующие довольно высокий палеогеотермический градиент, свойственный вулканическим районам.

Сопоставление трех скважин. Разрезы по Кольской сверхглубокой, Минибаявской параметрической и Саатлинской сверхглубокой скважинам в какой-то мере сопоставимы. Первые 6800 км разреза Кольской сверхглубокой скважины представлены печенгским комплексом, состоящим наполовину из эффузивов основного и среднего состава. Саатлинская скважина имеет значительный интервал, вскрывающий эффузивные породы также основного и среднего состава. Разрез печенгского комплекса начинается с пренит-пумпеллиитовой фации, температура метаморфизма непрерывно



Р и с. 6. Распределение кобальта и никеля в пиритах различного происхождения

1 — пириты из пород СГ-3 в интервале 7–10 км; 2, 3 — среднее содержание для: 2 — осадочных пиритов [19], 3 — докембрийских сингенетических пиритов [23]; 4–7 — поле составов: 4 — докембрийских сингенетических пиритов [23], 5 — пирита из метасадочных толщ печенского комплекса [2], 6 — пирита из туфогенного материала ультраосновного состава печенского комплекса [2], 7 — различных месторождений [19]

растет с глубиной и достигает начала амфиболитовой фации вблизи основания печенского комплекса. Саатлинские вулканиты метаморфизованы в верхних частях толщи в цеолитовой фации, которая с глубиной сменяется пренит-пумпеллиитовой и началом зеленосланцевой фации. Таким образом, разрез Саатлинской скважины как бы подстраивает сверху разрез Кольской сверхглубокой скважины более низкотемпературной цеолитовой фацией, которая не обнаружена в последней.

Текстурно-структурные особенности пород этих трех сравниваемых скважин показывает, что если в Кольской сверхглубокой скважине уже с глубины 3–4 км наблюдается полная утрата реликтовых магматических структур, приобретение метаморфической структуры и сланцеватой текстуры, то для разреза эффузивов Саатлинской скважины характерно наличие реликтовых магматических структур до современного забоя скважины (8200 м), а сланцеватость только начинает появляться или, скорее, угадывается, чем существует. Отсюда можно сделать вывод, что тектоническая активность во время метаморфизма была несомненно выше в Печенгском районе.

Кольская сверхглубокая скважина с глубины 6800 м пересекает гранито-гнейсовый комплекс, относимый к кольской серии архея. Интенсивность метаморфизма комплекса от 6800 м до глубины 12 км слабо возрастает, оставаясь в пределах амфиболитовой фации. Сравнивая этот метаморфизм с метаморфизмом пород фундамента Татарского свода по данным Миннибаевской скважины, необходимо отметить, что и в том и в другом случае одновременно с метаморфизмом проходила интенсивная мигматизация.

Однако породы фундамента в Миннибаевской скважине метаморфизованы на уровне гранулитовой фации, с частичным более поздним наложением амфиболитовой фации. Таким образом, разрез Миннибаевской скважины как бы продолжает разрез Кольской сверхглубокой скважины с дальнейшим увеличением температуры и давления метаморфизма. Особенно это заметно по отношению к метабазитам и железистым породам, которые в керне Кольской сверхглубокой скважины представлены амфиболитами и мигматизированными роговообманковыми кварцитами, а в Миннибаевской скважине — двупироксен-плагноклазовыми кристаллическими сланцами и магнетитовыми эвлизитами.

Как в Кольской, так и в Миннибаевской скважине в относительно высокометаморфизованных породах фундамента на больших глубинах вдоль более поздних нарушений установлены регрессивные изменения на уровне низкотемпературной зеленосланцевой и пренит-пумпеллиитовой фаций.

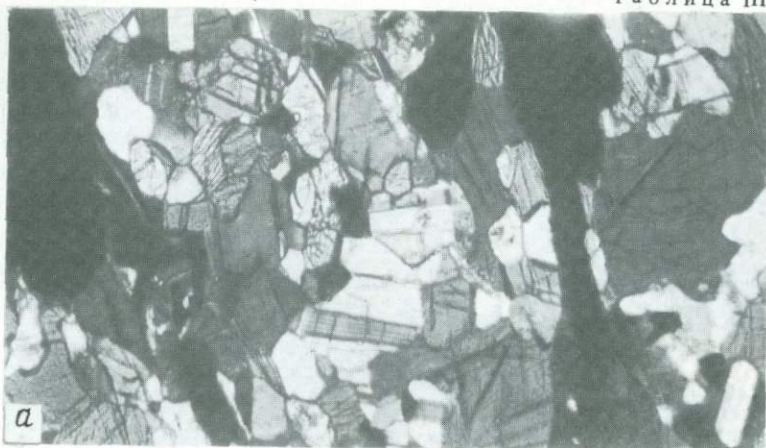
Если сравнить палеогеотермические градиенты метаморфической зональности Кольской и Саатлинской сверхглубоких скважин, то можно отметить резко изменчивый характер градиента в печенгском комплексе вдоль Кольской сверхглубокой, который изменяется от $31^{\circ}\text{C}/\text{км}$ в начале скважины, до $82^{\circ}\text{C}/\text{км}$ в зоне лучтопольского разлома и менее $20^{\circ}\text{C}/\text{км}$ в низах печенгского комплекса и в пределах фундамента. Данные по Саатлинской скважине указывают на ровный палеогеотермический градиент, в пределах всего вскрытого разреза примерно равный $50\text{--}60^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Резкие колебания геотермического градиента, совпадающие со степенью тектонической переработки печенгского комплекса, указывают на гораздо большую тектоническую активность, чем таковая в разрезе Саатлинской скважины.

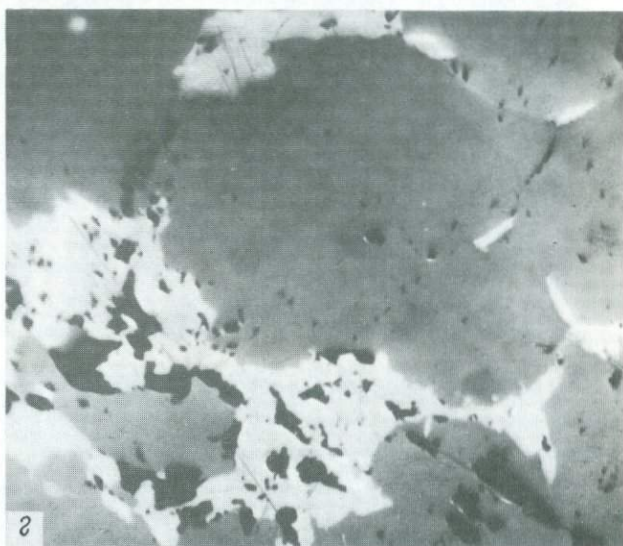
РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Результаты бурения Кольской сверхглубокой скважины подтвердили прогноз о распространении сульфидного медно-никелевого оруденения на большую глубину и доказали высокую насыщенность континентальной земной коры рудной минерализацией. В этом единственном пересечении зафиксированы проявления всех основных рудообразующих процессов, связанных с седиментацией, вулканизмом, интрузивным магматизмом и гидротермальной деятельностью [11].

В керне Кольской сверхглубокой скважины установлено более 35 рудных минералов, относящихся к соединениям различных классов. Особенно широко во всех породах разреза развиты сульфиды и оксиды. Наибольший интерес представляют пересеченные скважиной проявления рудной минерализации четырех типов: 1) сульфидное медно-никелевое оруденение в связи с метаультрабазитами в печенгском комплексе, 2) железотитановое оруденение в метабазитах кольской серии, 3) железистые кварциты в кольской серии, 4) гидротермальная сульфидная минерализация в зонах регрессивного дислокационного метаморфизма в низах печенгского комплекса и в кольской серии.

Сульфидное медно-никелевое оруденение. В разрезе Кольской сверхглубокой скважины это оруденение приурочено к





измененным перидотитам и филлитам и представляет ранее неизвестную зону в средней части продуктивной ждановской свиты.

В измененных (оталькованных и хлоритизированных) перидотитах сульфиды образуют тонкую вкрапленность (табл. IV, а) с выделениями от сотых долей миллиметра до нескольких миллиметров. Относительное содержание сульфидов сверху вниз увеличивается от 2–3 до 40–50% в брекчиевидных рудах, приуроченных к зоне интенсивного рассланцевания на контакте метаультрабазитов и метасадочных пород.

Главный рудный минерал — пирротин, преимущественно гексагональный, постоянно находится в тесном сростании с пентландитом, реже халькопиритом. Наиболее характерную структурную особенность измененных оруденелых перидотитов, типичную и для большинства месторождений Печенгского района, составляют тесные сростания сульфидов с пластинчатыми кристаллами тремолита, образующими часто густой войлок (табл. IV, б). В отличие от вкрапленных руд печенгских месторождений, в которых, несмотря на интенсивные изменения, сохраняется реликтовая структура, в керне скв. СГ-3 лишь очень редко различаются псевдоморфозы сульфидов по оливины. Из первичных минералов перидотитов наблюдаются идиоморфные зерна ильменита, титаномагнетита и хромшпинелидов, обычно по периферии и трещинкам, замещенные магнетитом. Сульфиды также интенсивно замещаются магнетитом, образующим каймы на границе их с силикатами, а местами почти полные псевдоморфозы. В брекчиевидных рудах сульфиды цементируют различные по величине (от сотых долей миллиметра до 1–2 см) обломки перидотитов, филлитов и алевролитов, имеющих форму удлинённых линз (табл. IV, в). Содержание сульфидов колеблется от 20 до 80%. Пентландит образует среди главного рудного минерала — пирротина пластинчатые выделения, изометричные зерна и каймы по периферии зерен пирротина (табл. IV, г).

В целом по структурно-текстурным особенностям и минеральному составу медно-никелевое оруденение Кольской сверхглубокой скважины сходно с детально изученными главными промышленными типами сульфидных медно-никелевых руд Печенги [5]. Это позволяет судить и об их одинаковом генезисе. Источником оруденения Кольской сверхглубокой скважины являлись интрузивы ультраосновных пород. Первично-магматические структуры сульфидно-силикатных сростаний сохранились лишь в убого-вкрапленных рудах. Метаморфизм вызвал перекристаллизацию и переотложение рудных минералов, проявившиеся в густовкрапленных рудах в перидотитах и в брекчиевидных и прожилково-вкрапленных рудах в филлитах. Эпигенетические преобразования брекчиевидных руд были связаны с зонами дислокационного метаморфизма.

Железо-титановое оруденение. Это оруденение имеет типичную для руд железо-титановых месторождений высокую концентрацию магнетита и ильменита. Оно было встречено в биотитовых амфиболитах кольской серии на глубине 8711 м, хотя минералы группы оксидов, представленные рассеянными зернами магнетита, титаномагнетита, ильменита, рутила и других оксидов широко распространены во всем разрезе Кольской сверхглубокой скважины. Характерны текстурные и структурные особенности железо-титанового оруденения. Рудоносные амфиболиты имеют сланцеватую структуру (табл. IV, д), обусловленную полосча-

тым расположением линзовидных обособлений рудных минералов. Главные минералы руд — магнетит и ильменит, количество которых достигает в амфиболите местами 40—50%, образуют сростания с преобладанием ильменита над магнетитом. Весьма типично внутреннее строение зерен этих минералов — в них отсутствуют включения других рудных минералов и широко распространены структуры распада твердых растворов в магнетите с включениями ульвошпинели и ильменита. Такие структуры рудных минеральных агрегатов встречаются лишь в метаморфизованных титановых рудах, в которых при метаморфизме происходит перекристаллизация с высвобождением титана и образованием самостоятельных зерен ильменита в результате собирательной кристаллизации. Рудоносные амфиболиты кольской серии возникли в результате метаморфизма титаноносных габброидов в условиях амфиболитовой фации, при котором произошла перекристаллизация титаномагнетита с образованием высококачественных магнетит-ильменитовых руд.

Железистые кварциты. Эти породы среди гранито-гнейсов и амфиболитов кольской серии были обнаружены на глубине 7635 м. Они представлены чередованием полосок, сложенных биотитом и кварцем с полосками, обогащенными магнетитом. Зерна магнетита размером 0,1—0,3 мм имеют уплощенную форму. Содержание магнетита в образцах железистого кварцита достигает 20—30%. Весьма характерно отсутствие или незначительное содержание в магнетите примесей, особенно титана.

Гидротермальная сульфидная минерализация. Сульфидная минерализация в метабазах печенгского комплекса и в амфиболитах и гранито-гнейсах кольской серии является одной из самых примечательных особенностей Кольской сверхглубокой скважины. Она приурочена к зонам регрессивного дислокационного метаморфизма на глубинах 6—11 км. Наряду с рассеянной вкрапленностью сульфидов для этих зон характерно присутствие сульфидов в составе хлорит-карбонат-кварцевых прожилков (табл. IV, е) по своему облику и составу весьма сходных с таковыми гидротермальных месторождений близповерхностного типа.

Наиболее распространенными рудными минералами сульфидной минерализации являются пирротин, пирит и халькопирит, ассоциирующие в прожилках с кварцем, карбонатом, хлоритом, пренитом, эпидотом и другими жильными минералами. Более редкие рудные минералы представлены сфалеритом, галенитом, борнитом, молибденитом, аргентопентландитом, зигенитом. Особый интерес представляет обнаружение в прожилках в метабазах (амфиболитах) печенгской серии аргентопентландита, образующего мелкие выделения в халькопирите, реже пирротине в ассоциации с пентландитом и сфалеритом. Характерной особенностью внутреннего строения минералов является присутствие тончайших прожилочков пентландита, не выходящих за пределы его зерен. Состав аргентопентландита, секущих его прожилков пентландита и отдельных зерен пентландита приведен в табл. 3. Показательно, что кобальт обнаружен лишь в зернах раннего пентландита, что позволяет предполагать образование не содержащих кобальта прожилков пентландита в аргентопентландите за счет его разложения. Сам факт присутствия среди рудных мине-

Т а б л и ц а 3

Химический состав аргентопентландита (в мас.%)

Минерал	Fe	Ni	Ag	Co	S	Сумма
Аргентопентландит	32,9	20,7	13,8	—	32,0	100,4
Пентландит-прожилки в аргентопентландите	30,0	35,9	—	—	33,4	99,4
Пентландит	30,0	36,2	—	0,7	33,2	100,1

Т а б л и ц а 4

Типоморфные особенности пирротина и состав пентландита в породах печенгского комплекса

Порода	Модификация пирротина	Содержание примесей в пирротине, %		Состав пентландита
		никель	кобальт	
Метабазиты	Моноклиная	0,02–0,2	До 0,26	Кобальт-пентландит (до 15% Co)
Туффиты	Гексагональная	0,36–0,45	0,05	То же
Серпентинизированные перидотиты с Cu–Ni минерализацией	Гексагональная	0,6–0,8	Не обн.	Обычный пентландит (Ni – 35–37%, Co – 2%)
Алевриты и филлиты с Cu–Ni минерализацией	Гексагональная + моноклиная (до 35%)	0,5–0,7	То же	То же
Метаморфизованные осадочные породы	Гексагональная, гексагональная + моноклиная	0,03–0,1	0,05–0,08	—

ралов гидротермальной минерализации аргентопентландита, находящегося во всех проявлениях как первично-гипогенный минерал, связанный с глубинными источниками, свидетельствует об эпигенетическом характере сульфидной минерализации.

Гидротермальная сульфидная минерализация в интервале 6–11 км развита в породах амфиболитовой фации метаморфизма, но по ассоциациям жильных минералов относится к низам зеленосланцевой фации. Характерно постоянство ее минеральной ассоциации независимо от состава вмещающих пород. Низкие температуры сульфидной минерализации подтверждены также с помощью кобальтового и сероизотопного геотермометров. Было установлено распределение кобальта и изотопов серы в сосуществующих пирротине и пирите. Температуры, вычисленные на основании коэффициента распределения кобальта в пирите и пир-

ротине, располагаются в интервале 184–320 °С. По данным определения $\delta^{34}\text{S}$ в пирите и пирротине в измененном гнейсе (гл. 7991,4 м) температура образования этих сульфидов оказалась 260 °С.

Типоморфные особенности минералов. Проходка Кольской сверхглубокой скважины предоставила возможность изучить типоморфизм сульфидных минералов во всем двенадцатикилометровом разрезе и в главных типах рудной минерализации. К числу наиболее распространенных сквозных сульфидов принадлежат пирротин, пентландит и пирит.

В породах протерозойского осадочно-вулканогенного печенгского комплекса установлены закономерности изменения состава пирротина и пентландита (табл. 4). Наиболее сернистый пирротин (моноклинный) характерен для metabазитов. В филлитах в сростании с моноклинным пирротинном находится гексагональный пирротин, в перидотитах развит один гексагональный пирротин. По содержанию никеля и кобальта пирротины разделяются на три группы: 1) с относительно высоким содержанием никеля (0,6–0,8 мас.%), но не содержащая кобальт; группа характерна для серпентинизированных перидотитов и филлитов с медно-никелевым оруденением (весьма показательно, что на удалении 19 м от нижнего контакта интрузива перидотитов с филлитами в пирротинном оруденении в филлитах происходят резкое уменьшение содержания никеля в пирротине до 0,05% и исчезновение пентландита); 2) с относительно низким содержанием никеля (меньше 0,1 мас.%); встречаются в метаморфизованных осадочных породах; 3) содержащая приблизительно равные количества кобальта и никеля (0,1–0,2 мас.%) или содержащая кобальта значительно больше никеля (0,21–0,26 мас.% кобальта, 0,02–0,06 мас.% Ni), развита в эффузивных metabазитах.

Пентландиты из измененных перидотитов и филлитов на контакте с перидотитами обладают близким составом, сходным с составом пентландита из пирротиновых руд печенгских месторождений. Пентландит из metabазитов характеризуется высоким содержанием кобальта (до 15%), что позволяет относить его к кобальтпентландитам. Установлено соответствие составов сосуществующих пирротина и пентландита по содержанию в них никеля и кобальта.

Среди сульфидов гидротермальной минерализации на глубинах 7–10 км характерными особенностями состава обладает пирит — один из главных рудных минералов. В пиритах из амфиболитов и гнейсов кольской серии в этом интервале наиболее типичны содержания никеля и кобальта, которые колеблются соответственно от 0,04 до 2,0 и от 0,02 до 1,3%. Изменяется в пиритах и отношение $\text{Co} : \text{Ni}$ от 100 до 1. Сопоставление содержаний никеля и кобальта в пиритах гидротермальной минерализации с таковыми в пиритах осадочного происхождения, пиритах из метаосадочных толщ печенгского комплекса и пиритах колчеданных залежей показывает их существенные различия (см. рис. 6). Близки к последним по содержанию никеля и кобальта лишь пириты туфогенного материала ультраосновного состава. Отличие от пирита осадочного происхождения выражается в значительно более высоком содержании никеля и кобальта, хотя $\text{Co} : \text{Ni}$ отношения в тех и других довольно близки. Высокие содержания никеля (до 1,13%) и кобальта (до 1,19%) характерны и для пирротина.

нов гидротермальной минерализации. Приведенные данные о составе пирита свидетельствуют о его эндогенном происхождении.

Одной из характерных типоморфных особенностей сульфидов и индикатором их происхождения служит изотопный состав серы сульфидов. Исследование серы сульфидов по своему разрезу скв. СГ-3 выявило его существенные различия ее изотопного состава в разных типах рудной минерализации. Наиболее тяжелая сера установлена в пирротине из туфопесчаников — $\delta^{34}\text{S} + 20,97\text{‰}$ и колчеданной пирит-пирротиновой минерализации в филлитах — $+19,46\text{‰}$ печенгского комплекса.

Наиболее детальные данные получены по изотопному составу серы сульфидов в интервале медно-никелевой минерализации на отметках 1660–1692 м. Границы интервала определяются, как это было показано выше, присутствием ассоциации пентландита, никельсодержащего пирротина (до 0,7% Ni) и халькопирита, развитых в серпентинизированных перидотитах и подстилающих их филлитах. Из интервала оруденения получено девятнадцать определений серы: восемь по пирротину в перидотитах и одиннадцать в филлитах. $\delta^{34}\text{S}$ в перидотитах от +0,65 до +2,92, среднее +1,70, в филлитах от +0,96 до +8,54, среднее +3,15. Таким образом, в отличие от серы в рудоносных перидотитах, близкой к метеоритной, в оруденелых филлитах выявляется явное утяжеление серы и значительные колебания значений $\delta^{34}\text{S}$.

Анализ данных по распределению $\delta^{34}\text{S}$ в рудном интервале скв. СГ-3 в направлении, поперечном контакту серпентинизированных перидотитов и филлитов, позволил выявить интересные закономерности (табл. 5).

В серпентинизированных перидотитах в интервале 1665,6–1666,9 м $\delta^{34}\text{S}$ варьирует от +2,55 до +2,92‰. На глубине 1669,4 м отмечается резкое облегчение серы до +0,65‰ с постепенным небольшим увеличением $\delta^{34}\text{S}$ до +1,19‰ у контакта с филлитами (глубина 1673,45 м).

В филлитах, непосредственно примыкающих к контакту, на протяжении 2,0 м (в интервале 1674,0–1676,0) $\delta^{34}\text{S}$ колеблется от +1,02 до +1,39‰. Несколько больший разброс значений $\delta^{34}\text{S}$ (от +0,96 до +2,09‰) установлен и в интервале 1676,0–1680,1 м. Начиная с этой глубины в сульфидах филлитов фиксируется постепенное утяжеление серы от +5,29‰ в образце с глубины 1682,95 м до +8,54‰ с глубины 1691,5 м на границе медно-никелевой минерализации. Ниже этой глубины в 19 м от контакта с перидотитами в образце с 1692,5 м $\delta^{34}\text{S}$ уже составляет +9,76‰.

Такая закономерность, по-видимому, может быть объяснена смешением близкой к метеоритной серы сульфидов, проникавшей в филлиты из выше расположенных перидотитов, с осадочной серой колчеданной минерализации филлитов, роль которой все более возрастает в участках, удаленных от контакта. С предположением о поступлении рудного вещества в филлиты из перидотитов согласуются также исчезновение пентландита и резкое уменьшение содержания никеля в пирротине в 17 м от контакта.

В отличие от контрастных изменений изотопного состава серы в сульфидах печенгского осадочно-метаморфического комплекса — близкого к метеоритному в сульфидах медно-никелевого оруденения и обогащенного изотопом S^{34} ($\delta^{34}\text{S}$ до 21‰) в сульфидах колчеданной минера-

Т а б л и ц а 5

Изменение изотопного состава серы пирротина в зоне перехода медно-никелевого оруденения из метаперидотитов в метаосадочные породы

Глубина, м	Тип медно-никелевого оруденения	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$
1641,7	Убого-вкрапленное в метаперидотитах	+1,38
1653,9	То же	+1,58
1663,2	"	+2,15
1665,5	Рассеянно-вкрапленное в метаперидотитах	+2,69
1668,1	То же	+2,92
1668,9	Густовкрапленное в метаперидотитах	+2,55
1669,4	То же	+0,65
1671,7	"	+0,84
1673,0	Рассеянно-вкрапленное в метаперидотитах	+1,10
1673,5	То же	+1,19
1674,0	Брекчиевидное в филлитах и алевролитах	+1,20
1674,5	То же	+1,10
1674,8	"	+1,39
1675,4	"	+1,02
1976,7	Рассеянно-вкрапленное в филлите	+2,09
1679,5	То же в оталькованном перидотите	+1,13
1680,1	" в алевролите	+0,96
1682,9	Прожилково-вкрапленное в филлитах и алевролитах	+5,29
1685,9	То же	+5,21
1687,0	"	+6,74
1691,5	"	+8,54
1692,5	"	+9,76

лизации в филлитах изотопный состав сульфидов гидротермальной минерализации в интервале 6–10 км оказался удивительно гомогенным и близким метеоритному стандарту. В гнейсах, амфиболитах и метаультрабазитах кольской серии — породах, существенно различающихся по своему составу, $\delta^{34}\text{S}$ в 15 пробах сульфидов в основном составляет менее 1‰ и изменяется от +2,09 до $-1,42\text{‰}$. Несколько более тяжелая сера ($\delta^{34}\text{S}$ 5‰) в двух пробах сульфидов из амфиболитов с глубины 6400–6500 м.

Г е о л о г и ч е с к и е с л е д с т в и я. Ранее были приведены доказательства чешуйчато-надвигового строения Печенгского рудного поля и субплатформенных условий образования слагающих его осадочных и вулканогенных свит [9]. В качестве дополнительных аргументов можно назвать: 1) тектонический характер большинства никеленосных интрузивов как со стороны лежащего и висячего бока, так и по простираю; наклонное залегание первичной расслоенности интрузивов и границ вкрапленных медно-никелевых руд; 3) отсутствие прямой корреляции между мощностью медно-никелевых руд и мощностью основных—ультраосновных тел; 4) исключительную выдержанность медно-никелевого оруденения вниз по падению. Все это позволяет предполагать, что формирование сульфидных медно-никелевых месторождений Печенгско-

го рудного поля связано с особым геотектоническим процессом — про-тоактивизацией раннедокембрийских структур земной коры. Первоначально никеленосные интрузивы, вероятно, залегали почти горизонтально. В этом случае становится понятной параллельность границ магматических дифференциатов, бедных и богатых вкрапленных руд наклонным контактам интрузивов и т.д. Исходя из стратиграфической последовательности и мощностей осадочных и вулканогенных отложений печенгского комплекса минимальную глубину формирования основных—ультраосновных интрузивов и магматических вкрапленных медно-никелевых руд можно оценить в 3–5 км.

При современной геологической изученности Печенгского района нельзя дать сколько-нибудь точных ответов на вопросы о том, насколько чешуйчато-надвиговые дислокации печенгского комплекса изменили первоначальные размеры и форму никеленосных интрузивов и на каком расстоянии от поверхности последние подверглись прогрессивному метаморфизму. Можно, однако, утверждать, что этот метаморфизм происходил при участии интенсивных тепловых потоков с градиентом 50–70 ° на 1 км. Ультрабазиты и медно-никелевые руды, вскрытые Кольской сверхглубокой скважиной, были метаморфизованы в условиях зелено-сланцевой фации, т.е. при средних температурах и давлениях ($T = 350\text{--}450\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 0,2\text{--}0,3\text{ ГПа}$). Метаморфизм сопровождался ремобилизацией рудного вещества. Наиболее важными аргументами в пользу эпигенетического происхождения богатых брекчиевых руд являются их связь с зонами дислокационного метаморфизма, занимающими определенное положение в общей вертикальной метаморфической зональности, и тесные сростания сульфидных минералов с метаморфическими силикатными минералами, охарактеризованные выше вариации изотопного состава серы.

Распределение по разрезу железистых кварцитов, железо-титановых и медно-никелевых руд хорошо согласуется с архейской и раннепротерозойской историей Печенгского района. В кольской серии заключены интенсивно метаморфизованные железистые кварциты, железо-титановые руды, в печенгском комплексе — менее метаморфизованные первично-магматические месторождения. Но эту стройную схему явно нарушают и усложняют проявления низкотемпературной гидротермальной минерализации, которые впервые были встречены в нижней части печенгского комплекса, а затем прослежены вплоть до 11 км. Хотя масштабы проявлений невелики, открытие этой минерализации на недоступных ранее горизонтах позволяет в три–четыре раза увеличить существующие оценки глубин, на которых возможно формирование рудоносных трещинных структур. Большая устойчивость по вертикали минеральных ассоциаций в зонах регрессивного дислокационного метаморфизма, низкие температуры образования сульфидов и результаты изотопных анализов серы указывают на ювенильный источник гидротермальных растворов, имевших, вероятно, подкоровое происхождение.

Исследования керна Кольской и других сверхглубоких скважин открывают принципиально новые возможности для получения прямых данных о составе и физическом состоянии вещества в нижних слоях земной коры. Поэтому они включают широкий набор петрографических, структурных, минералогических, геохимических, геофизических методов и тесно связаны с комплексными геофизическими наблюдениями в стволе скважины. Главными итогами этих работ являются сводные геолого-геофизические разрезы по скважинам.

Вместе с тем постановка более узких задач требует и специализированного отбора кернового материала. Уже на первом этапе работы тематической группы ИГЕМ АН СССР стало очевидным, что основой специализированных исследований должна быть систематическая сплошная документация керна с фиксацией геологических элементов и процессов, подлежащих изучению [9].

Документация керна. Было установлено, что результативность лабораторных исследований керна зависит от применения тонких физических методов изучения твердого вещества. В ряде случаев микроскопические исследования керна не подтвердили предварительных определений пород, принадлежности их к тем или иным фациям метаморфизма. Достаточно сложным оказалось разграничивать подгруппы регионального и дислокационного метаморфизма, оценивать его интенсивность. Поэтому на первичной специализированной документации в дальнейшем фиксировались не отдельные типы пород, а их группы, надежно выделяемые по составу и текстурно-структурным особенностям. Так, в разрезе печенгского комплекса среди вулканогенных пород выделялись лавы и туфы, среди осадочных — конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, филлиты, карбонатные породы, интрузивные породы подразделялись на ультраосновные, основные и средние. При документации Саатлинской скважины, особенно в ее верхней части, оказалось возможным различать более дробные группы и типы эффузивных и пирокластических пород.

Документация и микроскопические исследования керна показали, что наиболее наглядным признаком тектонических воздействий является исчезновение первичных текстур горных пород и появление новых деформационных текстур. Соответственно текстуры пород подразделены на пять групп: 1) массивные и шаровые реликтовые, 2) слоистые реликтовые, 3) слоисто-сланцевые, 4) кристаллически-сланцеватые, 5) катакlastические. С дислокационным метаморфизмом связаны три последние группы текстур. Слоисто-сланцевые текстуры характерны для песчаников, алевролитов и мелкозернистых туфов, подвергшихся рассланцеванию и частичной перекристаллизации, но сохранивших признаки слоистых обломочных пород. Кристаллически-сланцеватые структуры свойственны интенсивно деформированным и метаморфизованным осадочным и пирокластическим породам, а также изверженным породам, подвергшимся дислокационному метаморфизму, будь то покровы основных лав или интрузивы основного и ультраосновного состава. В эту группу отнесены бластомилониты, бластокатаклазиты и сланцеватые амфиболиты, тектоническая природа которых доказана с помощью микроструктур-

ного анализа. Наконец, группа катакластических текстур объединяет брекчии, микробрекчии, катаклазиты и милониты с явными признаками хрупких деформаций.

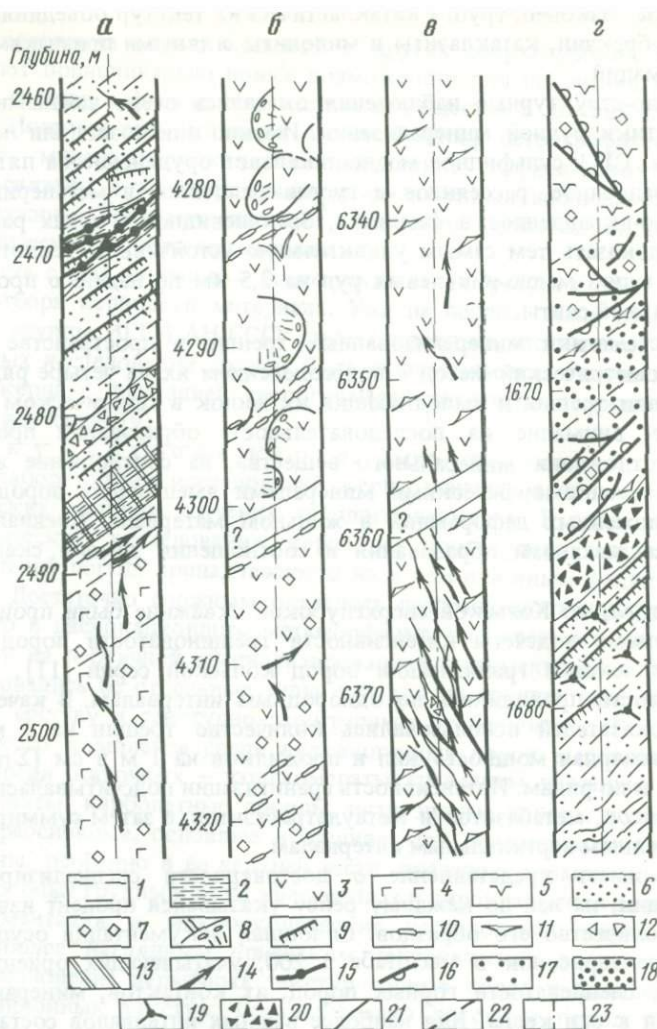
Текстурно-структурные наблюдения оказались очень важными и для характеристики рудной минерализации. Именно они позволили подразделить в скв. СГ-3 сульфидное медно-никелевое оруденение на пять типов (убого-вкрапленное, рассеянное и густовкрапленное в метапериотитах, прожилково-вкрапленное в филлитах, брекчиевидное в зонах расщепления) и доказать тем самым удивительную устойчивость геологической позиции и типов медно-никелевых руд на 2,5 км по падению продуктивной ждановской свиты.

Для систематики минерализованных трещин в пространстве использовался геометрический метод с подразделением их на четыре ряда [11]. При изучении трещин и выполняющих их жилок в генетическом аспекте обращалось внимание на последовательность образования прожилков и способ отложения минерального вещества, на соотношение жильных минералов с метаморфическими минералами вмещающих пород, на характер наложенных деформаций в жильном материале. Специально исследовались механизм образования и соотношения трещин скалывания и отрыва.

Кроме того, по Кольской сверхглубокой скважине были произведены количественные подсчеты интенсивности трещиноватости пород печенгского комплекса и гранитизации пород кольской серии [11]. Замеры трещиноватости проводились по однородным интервалам. В качестве основных показателей использовались количество трещин на 1 м керна (Σn) и суммарная мощность жил и прожилков на 1 м в см (Σm) как в целом, так и по рядам. Интенсивность гранитизации подсчитывалась отдельно для гнейсов, метабазитов и метаультрабазитов, а затем суммировалась по определенным вертикальным интервалам.

Чтобы иметь представление о достоверности специализированной документации, на ней по каждому рейсу указывался процент извлечения керна и количество его образцов. Сплошная документация осуществлялась в виде зарисовок в масштабе 1:200, учитывающих ориентировку слоистости, сланцеватости горных пород, их контактов, минерализованных трещин к оси керна. Для наиболее важных интервалов составлялись зарисовки керна в более крупном масштабе, вплоть до натуральной величины. Примеры специализированной документации керна приведены на рис. 7.

Очень важное значение имеет правильный отбор образцов керна для лабораторных исследований. Согласно существующим правилам керна сверхглубоких скважин распиливается вдоль оси и одна его половина остается на постоянное хранение, а другая может быть использована участниками комплексного изучения той или иной сверхглубокой скважины. Существовавшие в самом начале бурения опасения по поводу нехватки керна для всех организаций оказались напрасными. Кроме того, многолетний опыт работ тематической группы ИГЕМ АН СССР позволяет утверждать, что только систематический отбор достаточного количества образцов самими исполнителями позволяет получить ответы на постав-



Р и с. 7. Примеры специализированной документации ядра Кольской сверхглубокой скважины

а — контакт основного интрузива и осадочных пород ждановской свиты, *б* — шаровые и массивные лавы запольянской свиты, подвергшиеся частичному расщеплению, *в* — зона трещиноватости в сланцевых амфиболитах маярвинской свиты, *г* — зона медно-никелевого оруденения на контакте ультраосновного интрузива и осадочных пород ждановской свиты; 1–5 — группы пород: 1 — алевриты и песчаники, 2 — филлиты, 3 — основные лавы, 4 — основные интрузивные породы, 5 — ультраосновные интрузивные породы; 6–12 — текстуры пород: 6 — слоистые, 7 — массивные, 8 — шаровые, 9 — слоисто-сланцеватые, 10 — зародышевые кристаллически-сланцеватые, 11 — кристаллически-сланцеватые, 12 — катакlastические; 13 — контактные роговики; 14–16 — прожилки: 14 — кварц-кальцит-хлоритовые и кварц-эпидот-хлоритовые, 15 — халькопирит-пирротиновые, 16 — талк-серпентиновые; 17–20 — сульфидные медно-никелевые руды: 17 — убоговкрапленные, 18 — густовкрапленные, 19 — прожилково-вкрапленные, 20 — брекчиевидные; 21, 22 — контакты: 21 — резкие, 22 — постепенные; 23 — ось скважины

ленные вопросы. Именно они дали наиболее важную информацию для характеристики кольской серии.

Лабораторные исследования. Все отобранные образцы подверглись микроскопическому исследованию. Для изучения зерна были широко использованы рентгеновский и лазерный микроанализы, определения изотопного состава серы. Они позволили точно диагностировать магматические, метаморфические и рудные минералы, установить их типоморфные особенности и вариации составов, дать генетическую интерпретацию минеральных парагенезисов, определить физико-химические параметры эндогенных процессов. Для выяснения соотношений между метаморфизмом и деформациями горных пород были применены микроструктурный анализ и петрофизический метод, основанный на определении объемной анизотропии упругих свойств горных пород.

Определение химических составов минералов проводились на рентгеновском микроанализаторе MS-46 "Камека". Для расчета поправок и статистической обработки результатов была создана программа "ПУМА" [3]. Она позволяет использовать данные непосредственных измерений на приборе для получения такой информации о составе минералов, как среднеквадратичное отклонение интенсивностей, значимость этих коэффициентов при выбранной доверительной вероятности, разброс значений концентраций и сравнение с возможно допустимым разбросом при выбранной доверительной вероятности, пороговая чувствительность в определении концентраций элементов. Все это позволяет судить о значимости малых концентраций элементов, гомогенности материала в пределах изучаемой площади. Важным преимуществом программы "ПУМА" является возможность учета неизмеряемых компонентов, таких, как углекислота и вода. Необходимость подобного учета иллюстрируется на примере анализа образца биотита, приведенного на микроанализаторе "Камебак" SX-50. Полученные на приборе данные были рассчитаны встроенной ЭВМ по программе "ПАП" и пересчитаны по программе "ПУМА". Несмотря на близость кристаллохимических формул, учет воды приводит к более достоверным результатам (табл. 6). Правильность вычислений по программе "ПУМА" проверена на расчете 229 контрольных систем — на 78,6% они не выходят за пределы 5,5%-ной относительной ошибки.

Анализ парагенезисов минералов. Петрографические наблюдения в шлифах и результаты рентгеноспектрального микроанализа явились основой для выделения минеральных парагенезисов метаморфических минералов согласно методике Д.С. Коржинского. Результаты изображались на треугольных диаграммах состав—парагенезис, построенных на компонентах (Mg, Fe) O, CaO и Al_2O_3 для метабазитов и FeO, MgO и Al_2O_3 для метапелитов. В обоих случаях SiO_2 принимался как избыточный компонент, Na_2O , K_2O , H_2O и CO_2 — как вполне подвижные.

Во многих средне-, а особенно низкотемпературных образованиях в силу медленности реакций и различной устойчивости минералов к изменениям обнаружены явно неравновесные соотношения между минералами. Так, в печенгском комплексе до глубины 2 км и на всем вскрытом интервале Саатлинской скважины в вулканогенных породах присутствуют как магматические (клинопироксен, плагиоклаз), так и новообразованные низкотемпературные минералы (хлорит, цеолит, пренит, пумпел-

Т а б л и ц а 6

Состав биотита, проанализированного на микроанализаторе SX-50 и рассчитанного по программе "ПАП" (1) и "ПУМА" (2) (мас.%)

Компоненты	1	2	Компоненты	1	2
SiO ₂	33,99	34,63	Si ^{IV}	2,748	2,747
TiO ₂	8,71	8,87	Al ^{IV}	1,252	1,252
Al ₂ O ₃	14,48	15,06	Al ^{VI}	0,128	0,155
FeO	18,77	18,82	Ti	0,529	0,529
MnO	0,08	0,08	Fe	1,269	1,248
MgO	8,86	8,97	Mn	0,005	0,005
CaO	0,0	0,0	Mg	1,067	1,060
Na ₂ O	0,73	0,75	Ca	0,0	0,0
K ₂ O	8,40	8,39	Na	0,114	0,115
Сумма	94,02	95,57	K	0,866	0,849

лиит и др.). Однако при замещении стекловатых или тонко раздробленных участков или заполнении пустот образуются ассоциации минералов, которые можно рассматривать как равновесные. На уровне эпидот-амфиболитовой и более высоких фаций преобразование пород приводит к состоянию, близкому к равновесию.

Наиболее информативными для изучения условий метаморфизма в Кольской и Саатлинской сверхглубоких скважинах оказались основные и средние вулканиты. Во-первых, они слагают значительные части разрезов обеих скважин, что дает возможность проследить метаморфические изменения на всем протяжении разреза. Во-вторых, фации метаморфизма, особенно низкотемпературные (цеолитовая, пренит-пумпеллиитовая, зеленосланцевая и др.) лучше распознаются в метабазах, чем в филлитах. Кроме того, в аргиллитах, алевролитах и филлитах тонкочешуйчатые глинистые и гидрослюдистые минералы представляют значительную трудность для изучения даже с помощью микроскопа. Вместе с тем более высокотемпературные метапелиты служат одним из эталонов для выяснения условий метаморфизма и использованы при изучении Кольской и Миннибаевской скважин.

Следствием равновесного состояния породы является взаимное соответствие составов минералов, на котором основаны геотермометры и геобарометры. По Кольской сверхглубокой скважине удалось охарактеризовать два тренда метаморфической зональности. Первый из них отвечает прогрессивному метаморфизму с возрастанием температуры от 450 до 630 °C и давления от 0,2 до 0,4 ГПа, а второй фиксирует падение температуры от 500 °C до условий зеленосланцевой фации. Для метапелитов использовались геотермометры Л.Л. Перчука [16], такие, как биотит-гранатовый, ставролит-гранатовый, кордиерит-гранатовый, амфибол-биотитовый и др. Однако они показывают значительный разброс значений из-за сложности составов используемых минералов и несовершенства самих геотермометров.

Для более корректного определения граничных условий метаморфизма зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций

Л.П. Плюсниной [4] были выполнены эксперименты, моделирующие названную зональность на образцах пород печенгской серии из Кольской сверхглубокой скважины. Они фиксируют верхнюю границу фации зеленых сланцев при температуре 440–450 °С ($P_{\text{фл}} = 0,3$ ГПа). Эти значения находятся в хорошем соответствии с результатами экспериментального изучения граничной реакции $\text{Poz} + \text{Эп} + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{Пл} + \text{Хл} + \text{Ка} + \text{Кв}$ в аналогичной модельной системе.

Исследование рудной минерализации. Распределение рудных минералов в двенадцатикилометровом разрезе Кольской сверхглубокой скважины и их типоморфные особенности в различных типах рудной минерализации обусловили необходимость применения комплекса аналитических методов (микрорентгеноспектральный анализ, лазерный микроспектральный анализ, анализ изотопного состава серы сульфидов), парагенетического анализа сосуществующих рудных минералов и детального отбора материала, особенно в зонах перехода различных типов рудной минерализации.

Путем анализа микропримесей (никель, кобальт) в наиболее широко распространенных сульфидах — пирите, пирротине, пентландите — удалось выявить характерные особенности состава этих минералов в различных типах пород и рудной минерализации. Определенные трудности возникли при исследовании изотопного состава серы в зонах регрессивного метаморфизма в интервале 6–10 км из-за малых количеств сульфидов в породах кольской серии. Применение различных методов разделения минералов (тяжелые жидкости, магнитная и электромагнитная сепарация и другие) все же позволило выделить семнадцать микронавесок мономинеральных проб пирротина, пирита и халькопирита и определить в них $\delta^{34}\text{S}$.

Оценка температурных условий образования гидротермальной сульфидной минерализации производилась с помощью кобальтового и сероизотопного геотермометров.

Для изучения рудной минерализации в печенгском осадочно-метаморфическом комплексе в методическом плане важным оказался выбор оптимального шага отбора образцов. Локализация медно-никелевого оруденения как в интрузивах серпентинизированных перидотитов, так и в их экзоконтактах в филлитах и аргиллитах и сочетание медно-никелевого оруденения в этих осадочно-метаморфических породах с колчеданной минерализацией, характеризующейся резко различными минералогическими особенностями, обусловили необходимость выбора минимального шага (до 5–10 см) и особенно тщательной документации в зонах перехода разных типов рудной минерализации. Только такой подход позволил выявить рассмотренные выше закономерности изменения состава рудной минерализации и изотопного состава серы сульфидов.

Микроструктурный и структурно-петрофизический методы. Из частично ориентированных (верх–низ) образцов зерна была выпилена серия шлифов для микроструктурного анализа. Они располагались параллельно оси зерна и перпендикулярно слоистости и сланцеватости пород с таким расчетом, чтобы микроструктурные диаграммы можно было изобразить в проекции на вертикальный разрез скважины. Была изучена пространственная ориентировка кварца, карбо-

натов, хлорита, биотита, талька, роговой обманки. Результаты анализа позволили сделать важные выводы о тектонической природе анизотропии пород в зоне Лучломпольского разлома и о едином плане деформаций печенгского комплекса и кольской серии в эпоху среднепротерозойского метаморфизма. Вместе с тем выявились ограниченные возможности микроструктурного анализа для изучения слабо-деформированных пород, особенно основных вулканитов, которые слагают значительные интервалы разреза. Это вызвало необходимость применения другого метода, отражающего внутреннее строение пород любого состава.

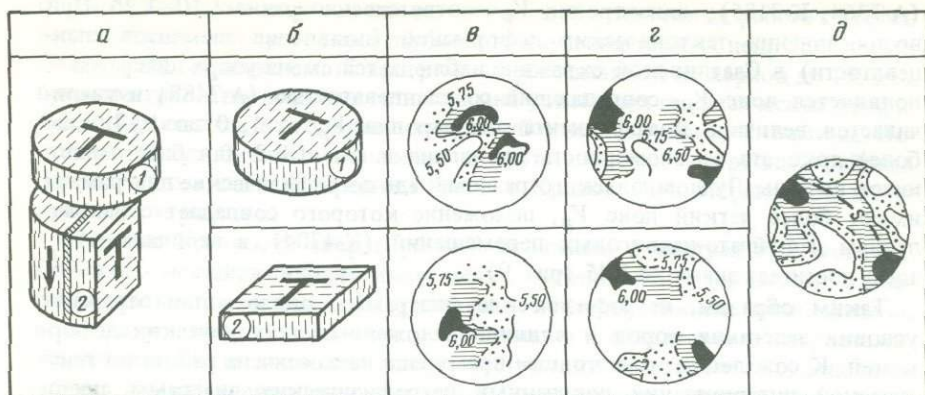
Им явился структурно-петрофизический метод, основанный на определении объемной анизотропии упругих волн и модернизированный для изучения докембрийских комплексов [9]. Определялись плотность, эффективная пористость горных пород, модули сдвига, Юнга, всестороннего сжатия, коэффициент Пуассона, параметр $V_p : V_s$.

Установлено, что наиболее информативным параметром является коэффициент анизотропии скоростей продольных ультразвуковых волн. Величина A_{V_p} вычисляется при построении петрофизических диаграмм по 74 замерам и равна отношению максимального значения изолинии V_p к минимальному, т.е. этот коэффициент отражает объемную анизотропию упругих свойств (рис. 8).

Величина коэффициента анизотропии V_p является параметром, отражающим влияние различных процессов на горные породы. Так, при изучении Кольской сверхглубокой скважины было установлено, что значения анизотропии V_p прямо зависят от интенсивности расслабления и перекристаллизации пород и резко возрастают в зонах разломов 1,30–1,45, тогда как в слабо деформированных метабазитах они меньше — 1,10–1,15. При этом проявление в тектонических зонах регрессивного метаморфизма приводит к уменьшению величины A_{V_p} до 1,14–1,18.

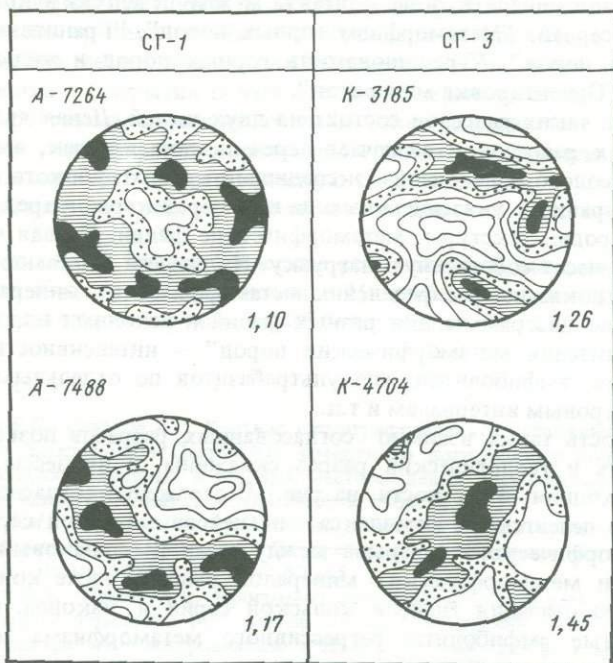
Для построения петрофизических диаграмм анизотропии скоростей продольных ультразвуковых волн осуществлялось прозвучивание по радиальной сетке в 37 точках каждой из двух взаимно перпендикулярных пластинок, выпиленных из керна. Обработка полученных данных и построение первичных диаграмм в проекции на вертикальную плоскость производились на ЭВМ. При совмещении диаграмм по первой и второй пластинкам получается суммарная петрофизическая диаграмма. Диаграмма анизотропии продольных ультразвуковых волн (см. рис. 8) отражает петрофизические свойства горных пород в целом, т.е. ориентировку всех породообразующих минералов. Поэтому петрофизические диаграммы анизотропии V_p являются более информативными по сравнению с микроструктурными.

Петрофизические диаграммы анизотропии V_p , построенные по Кольской и Саатлинской сверхглубоким скважинам, были классифицированы по основным элементам строения с помощью математических методов. На основании этой классификации были выявлены связь узора диаграмм с текстурой пород и приуроченность определенных комбинаций диаграмм к зонам тектонических нарушений. Для метабазитов сверхглубоких скважин установлено, что породам с массивной текстурой присущи петрофизические диаграммы сложной формы, характерной особенностью которых является наличие изометричного минимума в центральной части



Р и с. 8. Построение петрофизических диаграмм анизотропии V_p с помощью ЭВМ

a – ориентированный образец керна, *б* – ориентированные взаимно перпендикулярные плоскопараллельные пластинки, *в* – петрофизические диаграммы V_p , построенные по пластинкам согласно их элементам залегания, *г* – диаграммы V_p , спроектированные ЭВМ на вертикальную плоскость, *д* – суммарная петрофизическая диаграмма анизотропии V_p ; *S* – сланцеватость; изолинии на диаграмме проведены через 0,25 км/с



Р и с. 9. Петрофизические диаграммы анизотропии продольных ультразвуковых волн для метабазитов

СГ-1 – Саатлинская, СГ-3 – Кольская сверхглубокая скважины: A-7264, K-3185 – массивные метабазиты; A-7488 – неясно-сланцеватый метабазит; K-4704 – бластомилолит по метабазиту; цифры на диаграмме – величина анизотропии продольных волн

(А-7364, К-3185); анизотропия V_p соответственно равна 1,10–1,26. При возникновении тектонических деформаций (появление элементов сланцеватости) в Саатлинской скважине наблюдается смена узора диаграмм — появляется пояс V_p , совпадающий со сланцеватостью (А-7488) и увеличивается величина коэффициента анизотропии V_p от 1,10 до 1,17. Еще более ярко эта закономерность проявлена в скв. СГ-3 для бластомилолитов из зоны Лучломпольского разлома, где петрофизические диаграммы имеют более четкий пояс V_p , положение которого совпадает с направлением чешуйчато-надвиговых перемещений (К-4704), а величина A_{V_p} здесь достигает значения 1,45 (рис. 9).

Таким образом, петрофизические диаграммы анизотропии отражают условия залегания пород и влияние наложенных тектонических деформаций. К сожалению, в настоящее время еще не закончена работа по генетической интерпретации полученных петрофизических диаграмм анизотропии V_p и соответственно неясен механизм возникновения различного узора диаграмм.

Специализированные разрезы. В ходе исследований была разработана и рациональная методика построения специализированных разрезов по сверхглубоким скважинам, которые суммируют полученные фактические данные и их генетическую интерпретацию. На рис. 10 (см. вкл.) приведены четыре таких разреза по Кольской сверхглубокой скважине, относящиеся к зоне контакта между печенгским комплексом и кольской серией: "Метаморфизм горных пород", "Гранитизация метаморфических пород", "Трещиноватость горных пород и жильная минерализация", "Ориентировка минералов".

Каждый из таких разрезов состоит из двух частей. Левая является общей для всех разрезов и включает перечень свит и пачек, выделенных Кольской геологоразведочной экспедицией сверхглубокого бурения, отметки их границ с указанием выхода и номеров керна и трех колонок: исходные породы, текстуры, метаморфические фации. Правая часть каждого разреза несет собственную нагрузку. На разрезе "Метаморфизм горных пород" показаны распределения метаморфических минералов и парагенетические диаграммы для разных фаций и исходных пород, на разрезе "Гранитизация метаморфических пород" — интенсивность гранитизации гнейсов, амфиболитов, метаультрабазитов по отдельным горизонтам и 250-метровым интервалам и т.д.

Совокупность таких взаимно согласованных разрезов позволяет охарактеризовать и геологический разрез скважины, и процессы, которые в нем происходили. В частности, на рис. 10 отражены: согласное падение метабазитов печенгского комплекса и гнейсов кольской серии, отсутствие метаморфического перерыва между ними и одинаковый характер ориентировки метаморфических минералов выше и ниже контакта, интенсивная гранитизация гнейсов кольской серии и, наконец, наложение на сланцеватые амфиболиты регрессивного метаморфизма зеленосланцевой фаций и зон дробления и трещиноватости, выполненных низкотемпературными гидротермальными минералами.

Принципиально новые возможности для познания процессов эндогенного рудообразования и повышения эффективности прогнозирования и поисков

слепых рудных месторождений в экономически освоенных районах открывает комплексная программа глубинного изучения земных недр Советского Союза [10]. В рамках этой программы, рассчитанной на период до 1990 г., предусматривается создание сети взаимно увязанных геофизических профилей, опирающихся на опорные сверхглубокие и глубокие скважины. Последние будут буриться в основных нефтегазоносных и рудных районах страны, в том числе на Среднем Урале, в Кривом Роге, Норильском и Мурунтауском районах.

Бурение Уральской сверхглубокой скважины в центральной части Тагильского мегасинклинория имеет целью изучение наиболее полного эвгеосинклинального разреза, продуктивного на медь, свинец, цинк, железо, и вскрытие его кристаллического фундамента с железистыми кварцитами, залежами графита, что важно для реконструкции палеозойских рудоносных систем. Криворожская скважина должна пересечь всю железорудную серию нижнего протерозоя, уточнить существующие представления о рудоносности разных ее частей, а также определить закономерности распределения на глубину богатых железных руд. В Норильском районе будут выяснены природа региональной гравитационной аномалии, механизм образования расслоенных рудоносных интрузий, разработаны дополнительные критерии обнаружения сульфидных медно-никелевых месторождений и выделены новые площади для их поисков. В Мурунтауском районе предполагается установить положение продуктивной черносланцевой толщи в стратиграфическом разрезе, изучить предполагаемый на глубине гранитный массив и вертикальную зональность метаморфизма для выяснения закономерностей локализации оруденения и открытия новых слепых минерализованных залежей. Намеченная программа позволит создать более достоверные петрологические модели литосферы для различных типов геологических структур, имеющих различную минерогеническую специализацию, и усовершенствовать теоретические основы прогноза и поисков полезных ископаемых.

Авторы надеются, что методические рекомендации, вытекающие из опыта изучения Кольской, Саатлинской и Миннибаевской скважин, принесут пользу при реализации этой обширной программы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдулаев Р.Н., Салахов А.С. Краткая петрографическая и петрохимическая характеристика базальтоидов Саатлы-Кюрдамирского погребенного поднятия // Геология, разведка нефтяных и газовых месторождений Азербайджана и исследования Саатлинской СГ-1. Баку: АЗНИПИнефть, 1984. С. 17–23.
2. Ахмедов А.М., Ожигова Г.Р. Рудоносные элементы в пиритах из метаосадочных толщ печенгского комплекса // Материалы по металлогении Кольского полуострова. Л.: Наука, 1974. Вып. 10. С. 62–65.
3. Боронихин В.А., Цепин А.И. Программа универсальная для расчета поправок и статистической обработки результатов текущих измерений при количественном рентгеноспектральном микроанализе ("ПУМА") // Аппаратура и методы рентгеновского анализа. Л.: Машиностроение, 1980. Вып. 23. С. 204–217.
4. Глазоев А.А., Русинов В.Л., Плюснина Л.П., Тронева Н.В. Минеральные ассоциации и метаморфизм базитов Печенгской серии: (Северо-запад Кольского полуострова) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 1. С. 29–46.
5. Горбунов Г.И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М.: Наука, 1968. 352 с.

6. Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М.: Недра, 1974. 328 с.
7. Дук Г.Г. Структурно-метаморфическая эволюция пород печенгского комплекса. Л.: Наука, 1977. 104 с.
8. Казанский В.И. Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений // Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983. С. 13–18.
9. Казанский В.И., Боронихин В.А., Ванюшин В.А. и др. Соотношение между деформациями, метаморфизмом и петрофизическими свойствами пород в Печенгском рудном районе // Внутреннее строение рудоносных докембрийских разломов. М.: Наука, 1985. С. 6–47.
10. Козловский Е.А. Комплексная программа глубинного изучения земных недр // Сов. геология. 1982. № 9. С. 3–12.
11. Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984. 494 с.
12. Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 263 с.
13. Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н. Петролого-геохимическая модель формирования рифтогенных структур докембрия: (На примере северо-запада полуострова) // Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985. С. 32–59.
14. Лапинская Т.А., Богданова С.В., Горина А.Б., Попова Л.П. Обобщенная характеристика минеральных ассоциаций разреза раннего докембрия, вскрытого Миннибаевской скв. 20000 // Глубинные исследования докембрия востока Русской платформы. Казань: Татар. кн. изд-во, 1980. С. 38–52.
15. Надилов С.Г., Ахвердиев Н.Т. Роль сверхглубоких скважин в изучении глубинного строения земной коры // Геология, разведка нефтяных и газовых месторождений Азербайджана и исследования Саатлинской СГ-1. Баку: АзНИПИнефть, 1984. С. 1–3.
16. Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовые соответствия в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.
17. Ситдилов Б.С. Петрография и строение кристаллического фундамента Татарской АССР. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1968. 435 с.
18. Ситдилов Б.С., Глаголев А.А., Казанский В.И., Тронева Н.В. Архейский полиметаморфический комплекс в разрезе параметрической Миннибаевской скважины 20 000 // Метаморфизм раннего докембрия. Апатиты: Кольск. фил. АН СССР, 1980. С. 130–139.
19. Bralio A., Sabatini G., Troja F. A revaluation of the Co/Ni ratio in pyrite as geochemical tool in ore genesis problems. Evidences from Southern Tuscany pyritic deposits // Miner. deposits. 1979. Vol. 14, N 3. P. 353–374.
20. Continental scientific drilling program. Wash.: Nat. Acad. Sci., 1979. 192 p.
21. Coombs D.S. Some recent works on the lower grades of metamorphism // Austral. J. Sci. 1961. Vol. 24, N 5. P. 203–207.
22. Viereck L.G., Griffin B.J., Smincke H.-U., Pritchard R.G. Volcanoclastic rocks of the Reydarfjörður Drill Hole, Eastern Iceland. 2. Alternation. // J. Geophys. Res. 1982. Vol. 87, N 138. P. 6459–6476.
23. Wright C.M. Syngenetic pyrite associated with a Precambrian ore deposits // Econ Geol. 1965. Vol. 60, N 5. P. 998–1019.

Д.А. РОДИОНОВ, Н.Г. ДЕМИДОВА, Ю.П. СМЕРНОВ

МНОГОМЕРНЫЙ СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ТРЕЩИНОВАТОСТИ В РАЗРЕЗЕ КОЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ

В связи с началом реализации комплексной программы глубинного изучения недр Советского Союза, предусматривающей бурение сверхглубоких и глубоких скважин, важное значение приобретает обобщение опыта изучения материалов бурения Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3). С ее помощью, как известно, был впервые изучен многокилометровый разрез континентальной земной коры в естественном залегании и получены прямые данные о составе и свойствах слагающих этот разрез пород. СГ-3, кроме того, явилась экспериментальным полигоном для проверки некоторых утвердившихся теоретических представлений и "опробования" разнообразных методов обработки и исследования, геологических, геохимических, геофизических и других данных, полученных при сверхглубоком бурении.

Накопление в ходе проходки СГ-3 обширного фактического материала, не всегда поддающегося строгому анализу при традиционном интуитивном подходе, выдвинуло задачу — привлечь для его обработки количественные методы и ЭВМ. В арсенале используемых в геологии математических методов необходимо было найти такие, которые обеспечивали бы обработку и исследование линейно упорядоченных геологических данных.

Исследования, проведенные в Математической лаборатории ИГЕМ АН СССР, показали, что этим требованиям наиболее удовлетворяют методы многомерной математической статистики. Они позволяют исследовать значительные объемы линейно-упорядоченных многомерных данных и получать объективные выводы при решении задач, связанных с изучением вертикальной геологической зональности.

В статье рассматривается общий подход к изучению вертикальной геологической зональности методами многомерной математической статистики и приводятся результаты многомерного статистического анализа трещиноватости пород в разрезе СГ-3, преследовавшего цель проверить статистически обоснованность ранее сделанных одним из авторов статьи выводов, которые базировались на исследовании трещиноватости пород печенгского комплекса традиционными методами.

Так, был сделан вывод, что закономерное и существенное уменьшение интенсивности суммарной трещиноватости в породах печенгского комплекса происходит лишь на первом километре от поверхности земли, а далее ее количественные показатели изменяются незначительно, сохраняясь приблизительно на одном уровне вплоть до отметки 7263 м. На основании данных о трещиноватости метабазитов пятнадцати представительных интервалов было также сделано заключение, что в верхней части разреза СГ-3 в диапазоне глубины от 0 до 3000 м согласные с контактами и первичными текстурными элементами пород трещины I ряда заметно преобладают над секущими

(трещины II–IV рядов), а в нижней (интервал 3000–7000 м) — господствующее развитие имеют трещины II ряда, ориентированные почти перпендикулярно слоистости пород или их контактам. Аналогичные соотношения были установлены между трещинами IV и III рядов, соответственно пологопадающими (косо секущими слоистость или контакты) и относительно крутопадающими (образующими со слоистостью или контактами угол 30–60°).

Результаты многомерного статистического анализа трещиноватости пород печенгского комплекса в разрезе СГ-3 показали, что одна часть ранее сделанных выводов является статистически обоснованной, а в другие должны быть внесены существенные коррективы.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ ИЗУЧЕНИЯ ВЕРТИКАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

При изучении вертикальной зональности данные, представляющие собой значения одной или более геологических характеристик, упорядочены по скважине в виде вертикальной последовательности. Интуитивно ясно, что выявление зональности — это поиск границ между, в некотором смысле, однородными группами данных. Однако исследователю априори не всегда бывает ясно, сколько таких однородных групп можно выделить в имеющейся упорядоченной последовательности. Более того, прежде чем выделить в изучаемой последовательности наблюдений какие-либо зоны, т.е. различающиеся между собой группы наблюдений, необходимо убедиться, что вся рассматриваемая последовательность не является однородной и в ней существуют не менее чем две отличающиеся одна от другой однородные группы. Без получения ответа на этот вопрос проведение каких-либо границ и выделение зон могут привести к необоснованным результатам.

Таким образом, для формальной постановки задачи выявления вертикальной зональности рудных месторождений целесообразно в качестве модели вертикально упорядоченного набора многомерных наблюдений рассматривать линейно упорядоченную последовательность m -мерных случайных величин

$$\bar{x}_1, \bar{x}_2, \dots, \bar{x}_t, \dots, \bar{x}_n, \quad (1)$$

где n — число наблюдений, а

$$\bar{x}_t = \{ \xi_{t1}, \xi_{t2}, \dots, \xi_{tj}, \dots, \xi_{tm} \}. \quad (2)$$

В связи с тем что $\bar{x}_t$ соответствует лишь малому интервалу по отношению ко всей последовательности, случайные величины $\xi_{t1}, \xi_{t2}, \dots, \xi_{tj}, \dots, \xi_{tm}$ можно рассматривать как независимые.

Обозначим математические ожидания m -мерных случайных величин $\bar{x}_t$ через

$$\mu_t = \{ \mu_{t1}, \mu_{t2}, \dots, \mu_{tj}, \dots, \mu_{tm} \}. \quad (3)$$

Вполне естественно считать последовательность $\bar{x}_1, \bar{x}_2, \dots, \bar{x}_t, \dots, \bar{x}_n$ однородной, т.е. не имеющей зональности, если

$$\mu_1 = \mu_2 = \dots = \mu_t = \dots = \mu_n = \mu_0. \quad (4)$$

Наоборот, последовательность $\bar{x}_1, \dots, \bar{x}_n$ можно считать имеющей зональ-

X_t имеет свое определенное место в вертикальной последовательности, например в скважине.

2. Для проверки гипотезы об однородности изучаемого набора наблюдений рассматривается $n - 1$ возможных вариантов разбиения всей последовательности наблюдений на две части без изменения расположения X_t . Каждому разбиению соответствует значение критерия

$$v_k = \frac{n-1}{kn(n-k)} \sum_{j=1}^m \frac{\left[(n-k) \sum_{t=1}^k x_{tj} - k \sum_{t=k+1}^n x_{tj} \right]^2}{\sum_{t=1}^n x_{tj}^2 - \frac{1}{n} \left(\sum_{t=1}^n x_{tj} \right)^2}, \quad (9)$$

где k — номер наблюдения; после этого наблюдения приводится вариант проверяемой границы, делящей совокупность наблюдений на две части. Таким образом, $k = 1, 2, \dots, n-1$.

3. В связи с тем что в условиях проверяемой гипотезы v_k будет представлять собой значение случайной величины, распределенной как χ^2 с m степенями свободы, из всех $n - 1$ значений v_k выбирается максимальное, которое сравнивается с критическим $\chi_{q,m}^2$, соответствующим заданному уровню значимости q и m степеней свободы. Если

$$\max_k v_k \leq \chi_{q,m}^2, \quad (10)$$

процедура прекращается и весь изучаемый набор линейно упорядоченных многомерных наблюдений рассматривается как однородный, т.е. не проявляющий зональности и не содержащий каких-либо границ. Естественно, что после получения такого результата выделение по рассматриваемому комплексу геологических характеристик какой-либо рудной зональности не будет иметь смысла, так как оно не будет обосновано. Если же

$$\max_k v_k > \chi_{q,m}^2, \quad (11)$$

то из этого следует, что рассматриваемый набор линейно упорядоченных наблюдений является неоднородным и содержит по крайней мере одну границу.

Заметим, что в качестве критерия можно воспользоваться также отношением

$$\tau_k = \frac{\max_k v_k - m}{\sqrt{2m}}, \quad (12)$$

который будет представлять собой, если H_0 верна, значение случайной величины, распределенной нормально со средним значением, равным нулю, и дисперсией, равной единице. Поэтому решения принимаются аналогично описанным выше при

$$\max_k \tau_k \leq 3 \quad (13)$$

$$\max_k \tau_k > 3 \quad (14)$$

соответственно.

Поиск границ

4. Если проверяемая гипотеза об однородности изучаемого набора наблюдений отклонена, то вся линейно упорядоченная совокупность наблюдений разделяется на две части по максимальному значению критерия и каждая из этих частей анализируется отдельно изложенным выше способом.

5. Процедура последовательного дихотомического дробления совокупности наблюдений продолжается до тех пор, пока для каждой из них будет соблюдено неравенство.

$$\max_k v_k \leq \chi_{q, m}^2 \quad (15)$$

или

$$\max_k \tau_k \leq 3. \quad (16)$$

В результате набор линейно упорядоченных наблюдений будет разделен на статистически однородные совокупности. Однако среди выделенных между этими совокупностями границ могут оказаться ложные, поэтому заключительная процедура алгоритма сводится к устранению ложных разграничений.

Устранение ложных границ

6. Допустим, что в результате предыдущих вычислений набор изучаемых линейно упорядоченных наблюдений разделен на n групп, в соответствии с чем фиксированное множество индексов T разделено на подмножества $T_1, T_2, \dots, T_l, \dots, T_n$. В рассматриваемой ситуации ложные границы возможны только для смежных подмножеств T_l, T_{l+1} , следовательно, проверка границ должна проводиться только для таких смежных подмножеств.

7. Таким образом, начиная с T_1 и T_2 вычисляется значение критерия

$$v(T_1, T_2) = \frac{n_1 + n_2 - 1}{n_1 n_2 (n_1 + n_2)} \sum_{j=1}^m \frac{\left(n_2 \sum_{t \in T_1} x_{tj} - n_1 \sum_{t \in T_2} x_{tj} \right)^2}{\sum_{t \in T_1 \cup T_2} x_{tj}^2 - \frac{1}{n_1 + n_2} \left(\sum_{t \in T_1 \cup T_2} x_{tj} \right)^2}, \quad (17)$$

где n_1 и n_2 — число наблюдений в T_1 и T_2 соответственно.

Если $v(T_1, T_2) \leq \chi_{q, m}^2$, то граница между T_1 и T_2 признается ложной и совокупности наблюдений, соответствующие T_1 и T_2 , объединяются в одну группу, которая сравнивается описанным способом с T_3 .

Если же $v(T_1, T_2) \geq \chi_{q, m}^2$, то граница между T_1 и T_2 принимается как обоснованная и проверка продолжается для T_2 и T_3 .

8. Такая последовательная проверка продолжается до тех пор, пока будет проверена последняя граница, предшествующая совокупности T_n . В результате или все выделенные границы сохраняются, или же некоторые из них будут устранены как ложные, и тогда число выделенных однородных совокупностей станет несколько меньше. Как уже делалось выше,

в качестве критерия можно использовать отношение

$$v(T_i, T_{i+1}) = \frac{v(T_i, T_{i+1}) - m}{\sqrt{2m}}. \quad (18)$$

9. Огрубление результатов разграничения. Описанный выше критерий, применяемый в задачах разграничения, очень чувствителен, что позволяет выявить такие границы, которые соответствуют весьма незначительным изменениям в комплексе признаков, что обычно выражается в небольшом превышении данным критерием критического значения. При этом возможны такие ситуации, когда за счет плавных изменений значений изучаемых признаков и чувствительности критерия совокупность наблюдений будет разделена на большое число мелких групп, незначительно, хотя и статистически существенно, отличающихся одна от другой. При выявлении вертикальной зональности в подобной ситуации желательно сделать разграничение более грубым, т.е. менее детальным, чтобы уловить основные тенденции, устранив локальные различия. Это можно сделать за счет заведомого увеличения критического значения, т.е. сознательно допуская пренебрежение некоторыми различиями между сопоставляемыми наблюдениями.

Более того, последовательно увеличивая критическое значение, можно получить несколько вариантов разграничения, каждому из которых соответствует определенная степень детальности, и выбрать тот, деятельность которого соответствует поставленной геологической задаче.

Проще всего такое огрубление разграничения провести следующим образом. Если в качестве критерия для проверки гипотезы об однородности использовать случайную величину

$$\tau = \frac{v - m}{\sqrt{2m}}, \quad (19)$$

которая в условиях нулевой гипотезы распределена приблизительно нормально со средним значением, равным нулю, и дисперсией, равной единице, то в качестве критического значения для отклонения нулевой гипотезы целесообразно выбрать значение 3, как соответствующее уровню значимости 0,001.

Если в результате процедуры разграничения при этом критическом значении будет получено большое число мелких групп наблюдений, трудно поддающихся интерпретации, это означает, что изучаемая совокупность опробована с излишней детальностью, которая и позволяет улавливать локальные флуктуации. Для того чтобы сделать разграничение более грубым, следует задать большее критическое значение, например 4, 5, 6 и т.д. или 4, 6, 8 и т.д., и провести расчет серии вариантов разграничения с последующим выбором того из них, деятельность которого окажется приемлемой.

В приведенном ниже примере такое огрубление используется.

АНАЛИЗ ТРЕЩИНОВАТОСТИ МЕТАБАЗИТОВ ПЕЧЕНГСКОГО КОМПЛЕКСА ПО ДАННЫМ КОЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ

В 1980 г. перед лабораторией математических методов изучения рудных месторождений ИГЕМ АН СССР была поставлена задача — дать статистическую оценку тенденций изменения трещиноватости горных пород и мощности жильного выполнения трещин в разрезе Кольской сверхглубокой скважины до глубины 7 км и одновременно проверить статистически обоснованность сделанных ранее выводов.

Чтобы обеспечить сопоставимость результатов, полученных эмпирическим путем и с помощью методов математической статистики, статистически анализировались данные о параметрах трещиноватости пятнадцати представительных интервалов метабазитов [1].

Объектами изучения при таком анализе являлись интервалы измерения трещиноватости в метабазитах. Каждый интервал описывался двумя группами числовых показателей, одна из которых несла информацию о количестве трещин I, II, III и IV рядов в одном метре керна, а другая характеризовала мощность жильного выполнения тех же трещин, также отнесенную к одному метру керна. Всего учтено было 187 интервалов трещиноватости, линейно упорядоченных в диапазоне глубины от 93,0 до 6822,0 м.

Задача состояла в том, чтобы по имеющимся результатам наблюдений выделить в разрезе скв. СГ-3 зоны статистически стабильного поведения комплекса перечисленных выше показателей, установив между ними границы, фиксирующие изменения в количественных соотношениях трещин и мощности их жильного выполнения.

Поскольку применение обычных статистических методов не дало удовлетворительных результатов, разграничение совокупности интервалов трещиноватости метабазитов на однородные группы проводилось описанным выше методом [2] на ЭВМ ЕС-1022 по программе, составленной К.Д. Родионовым.

Обработка данных, характеризующих степень развития трещин I–IV рядов в метабазитах печенгского комплекса, показала, что при критическом значении $\tau = 3$ совокупность интервалов трещиноватости разделяется на большое число мелких, трудно интерпретируемых однородных групп, незначительно, хотя и статистически существенно, отличающихся одна от другой средними значениями суммарной трещиноватости.

Чтобы освободиться от влияния мелких локальных флуктуаций и выявить главные тенденции изменения трещиноватости метабазитов с глубиной, при последующих разграничениях использовались большие критические значения. Так, разграничение при критическом значении τ , равном 5, позволило выделить в разрезе СГ-3 четыре крупных интервала метабазитов, однородных в смысле интенсивности суммарной трещиноватости и количественных соотношений между трещинами I–IV рядов, и определить моменты смены этих соотношений, которые, как видно из табл. 1, приходится на глубины 1000, 2500 и 2750 м.

Об относительной величине изменений параметров трещиноватости с глубиной можно судить по величинам вычисленных значений τ . Так как

Таблица 1

Результаты разграничения интервалов трещиноватости метабазитов по данным, характеризующим интенсивность развития трещин, при $\tau_{кр} = 5$

Номер группы однородных интервалов трещиноватости	Интервалы трещиноватости	Интервалы глубины, м	Ряды трещин	Среднее арифметическое	Оценка дисперсий	$\tau_{выч}$
1	1–35 $n_1 = 35$	93,0– 1017,6	I	13,26	1000	5,18
			II	3,0	21,06	
			III	7,14	70,24	
			IV	2,63	19,36	
2	36–75 $n_2 = 40$	1282,0– 2535,0	I	3,18	6,66	11,28
			II	0,65	3,36	
			III	3,33	6,23	
			IV	2,80	9,50	
3	76–90 $n_3 = 15$	2535,0– 2743,0	I	6,47	18,84	13,32
			II	3,13	9,55	
			III	6,07	41,35	
			IV	0,0	0,0	
4	91–187 $n_4 = 97$	2743,0– 6822,0	I	1,62	5,20	
			II	3,92	13,85	
			III	2,03	40,80	
			IV	1,49	7,42	

вычисленное значение $\tau = 5,18$, определяющее положение первой границы, незначительно превосходит критическое, есть основания полагать, что на глубине 1000 м существенных изменений в интенсивности обобщенной характеристики трещиноватости и количественных соотношений трещин I–IV рядов не происходит. Более резко и значительно трещиноватость в метабазитах изменяется на глубинах 2500 и 2750 м, о чем свидетельствуют вычисленные значения $\tau = 11,28$ и $\tau = 13,32$ соответственно для второй и третьей границ, значительно превышающие критическое. Также устанавливается, что ниже отметки 2750 м изменения количественных показателей общей трещиноватости, равно как и соотношений между трещинами I–IV рядов, носят характер мелких локальных флуктуаций; в целом же они остаются постоянными вплоть до основания печенгского комплекса. Последнее подтверждается результатами разграничения интервалов трещиноватости метабазитов по тому же комплексу признаков при $\tau_{кр} = 10$, которые приведены в табл. 2.

Как показали статистические расчеты, глубина, точнее расстояние от поверхности, сказывается не только на изменении суммарных показателей трещиноватости и соотношений между трещинами I–IV рядов, но и на изменении интенсивности развития трещин каждого ряда.

Таблица 2

Результаты разграничения интервалов трещиноватости metabazитов по данным, характеризующим интенсивность развития трещин, при $\tau_{кр} = 10$

Номер группы однородных интервалов трещиноватости	Интервалы трещиноватости	Интервалы глубины, м	Ряды трещин	Среднее арифметическое	Оценка дисперсий	$\tau_{выч}$
1	1–90 $n_1 = 90$	93,0– 2743,0	I	7,64	436,19	10,77
			II	1,98	12,45	
			III	5,27	39,25	
			IV	2,27	12,60	
2	91–187 $n_2 = 97$	2743,0– 6822,0	I	1,62	5,20	10,77
			II	3,92	13,35	
			III	2,03	40,80	
			IV	1,49	7,42	

Чтобы оценить тенденцию этих изменений, проводилось попарное сравнение средних значений числа трещин I–IV рядов в четырех отмеченных выше (см. табл. 1) группах однородных интервалов трещиноватости metabazитов.

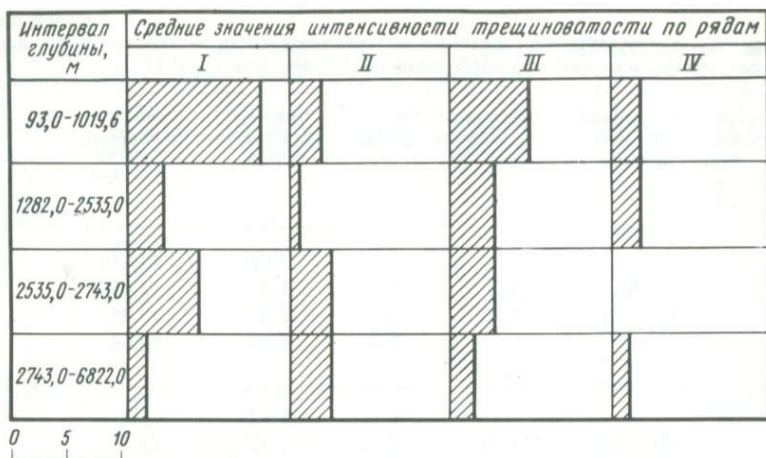
В качестве критерия при таком сравнении использовалось выражение

$$t = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\sqrt{\frac{s_1^2}{n_1} + \frac{s_2^2}{n_2}}}, \quad (20)$$

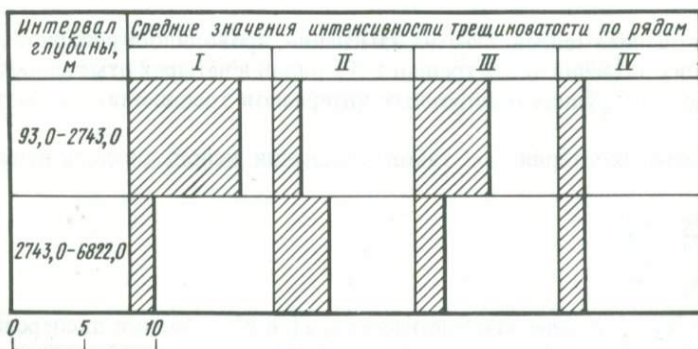
где $\bar{x}_1$ и $\bar{x}_2$ — средние арифметические, s_1^2 и s_2^2 — оценки дисперсий, n_1 и n_2 — число наблюдений соответственно в первой и второй выборках. Гипотеза о равенстве средних принималась, если вычисленное значение $|t|$ оказывалось меньше допустимого значения $t_{0,025} = 1,96$, и отклонялась при $t > 1,96$. На основании полученных оценок строилась гистограмма (рис. 1), иллюстрирующая тенденции изменения с глубиной трещин по рядам.

Рассмотрение последней показывает, что в целом интенсивность развития трещин всех рядов, за исключением II, по мере удаления от поверхности скачкообразно убывает, причем интенсивность трещиноватости I и III рядов особенно резко падает начиная с отметки 2750 м. Что же касается крутопадающих трещин II ряда, то здесь наблюдается обратная тенденция. В верхней части разреза они развиты ограниченно, а в нижней (интервал 2750–7000 м) количественно преобладают. Это означает, что сделанный ранее эмпирическим путем вывод о доминирующем развитии в metabazитах низов печенгского комплекса крутопадающих тектонических трещин II ряда можно считать статистически обоснованным.

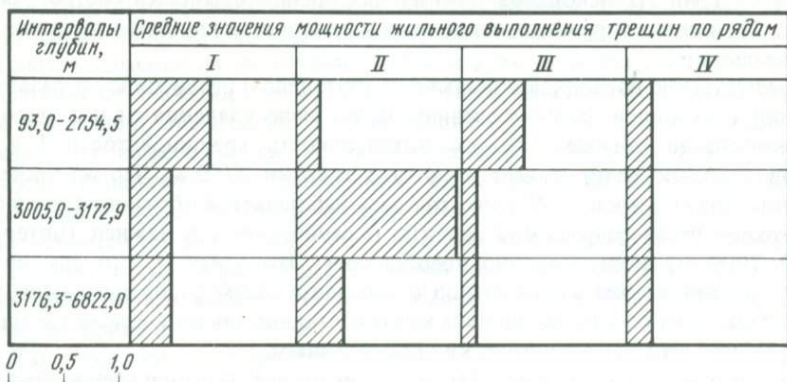
Полученные данные дают также объективное подтверждение вывода о преобладании в верхней части разреза скв. СГ-3 согласных трещин (I ряд) над секущими (II ряд), но при этом противоречат заключению о на-



Р и с. 1. Изменение интенсивности развития трещин I–IV рядов с глубиной (при $\tau = 5$)



Р и с. 2. Изменение интенсивности развития трещин I–IV рядов с глубиной (при $\tau = 10$)



Р и с. 3. Изменение мощности жильного выполнения трещин I–IV рядов с глубиной (при $\tau = 5$)

Таблица 3

Результаты разграничения интервалов трещиноватости метабазитов по данным, характеризующим мощность жильного выполнения трещин, при $\tau_{кр} = 3$

Номер группы однородных интервалов трещиноватости	Интервалы трещиноватости	Интервалы глубины, м	Ряды трещин	Среднее арифметическое	Оценка дисперсий	$\tau_{выч}$
1	1–38 $n_1 = 38$	0,94– 1306,0	I	0,89	1,08	3,63
			II	0,23	0,45	
			III	0,70	1,72	
			IV	0,20	0,12	
2	39–77 $n_2 = 39$	1305,0– 2550,0	I	0,34	0,11	18,29
			II	0,09	0,04	
			III	0,31	0,10	
			IV	0,28	0,23	
3	78 $n_3 = 11$	2550,0– 2558,0	I	–	–	3,72
			II			
			III			
			IV			
4	79–92 $n_4 = 15$	2641,2– 2754,5	I	1,33	1,95	9,57
			II	0,36	0,26	
			III	0,75	0,44	
			IV	0,0	0,0	
5	93–115 $n_5 = 23$	3005,0– 3172,9	I	0,24	0,23	10,02
			II	1,48	1,08	
			III	0,20	0,14	
			IV	0,59	1,33	
6	116–187 $n_6 = 72$	3176,3– 6822,0	I	0,38	0,42	
			II	0,44	0,35	
			III	0,13	0,04	
			IV	0,22	0,37	

личии подобных соотношений между трещинами IV и III рядов. Это хорошо видно на рис. 2, где отражены результаты сравнения средних показателей интенсивности развития трещин I–IV рядов в метабазитах верхней и нижней части разреза.

Статистический анализ данных, характеризующих мощность жильного

Т а б л и ц а 4

Результаты разграничения интервалов трещиноватости метабазитов по данным, характеризующим мощность жильного выполнения трещин, при $\tau_{кр} = 5$

Номер группы однородных интервалов трещиноватости	Интервалы трещиноватости	Интервалы глубины, м	Ряды трещин	Среднее арифметическое	Оценка дисперсий	$\tau_{выч}$
1	1-90 $n_1 = 92$	93,0- 2754,5	I	0,71	0,90	19,48
			II	0,20	0,27	
			III	0,58	0,20	
			IV	0,20	0,16	
2	93-115 $n_2 = 23$	3005,0- 3172,9	I	0,24	0,23	10,02
			II	0,48	1,08	
			III	0,20	0,14	
			IV	0,59	1,33	
3	116-187 $n_3 = 72$	3176,3- 6822,0	I	0,38	0,48	
			II	0,44	0,35	
			III	0,13	0,04	
			IV	0,22	0,37	

выполнения трещин, показал, что ее изменение с глубиной происходит почти синхронно с изменением интенсивности трещиноватости.

В верхней части разреза, в интервале глубин 93,0-2550 м, как следует из рассмотрения табл., 3, суммарная мощность жил и прожилков практически не меняется. Некоторое отклонение от этой тенденции наблюдается на глубине 1300 м, однако его нельзя считать существенным, так как вычисленное значение $\tau = 3,63$ для первой и второй групп однородных интервалов трещиноватости метабазитов лишь незначительно превосходит критическое.

Наиболее резкие изменения мощности жильного выполнения трещин происходят на глубинах 2550, 2750 и 3170 м (см. табл. 3 и 4), а далее обобщенная характеристика мощности жил и прожилков сохраняется постоянной вплоть до отметки 6822,0 м.

Попарное сравнение средних значений мощности жильного выполнения трещин I-IV рядов в трех группах однородных интервалов трещиноватости метабазитов при помощи вышеупомянутого критерия позволило выявить тенденции изменения этого показателя с глубиной. Как видно на рис. 3, с ростом глубины мощность жил и прожилков I и III рядов существенно уменьшается, в то время как мощность жильного выполнения трещин II ряда, наоборот, увеличивается, достигая максимума в интервале глубин 3005,0-3173 м. Что же касается пологопадающих трещин IV ряда, то их мощность в изученном диапазоне глубины практически не меняется.

Т а б л и ц а 5

Результаты разграничения совокупности проб из керна скважины по данным анализа на 13 компонент

Номер п/п	Средняя глубина	Породы	Номер однородного участка	ν_k	$\chi_{q,m}^2$
1	1814,0	Сланцы по туффи-там	1	23,25	22,36
22					
3	1823,5	Диабазы			
4					
5	1833,0	Переслаивание алевролитов и филлитов			
6					
7					
8	1866,0	Диабазы			
9					
10	1878 1915,8	Туффиты Переслаивание алевролитов и филлитов	2		
11					
12					
13					
14					
15	1920,5	Туфы			
16					
17	1941,5	Диабазы			
18					
19	1975,2				
20				29,67	22,36
21					
22	1985,5	Туфы, алевролитовые	3		
23				28,04	22,36
24					
25					
26		Габбро-диабазы	4		
27				22,88	22,36
28					
29	2020,0				
30					
31					
32			5		
33					
34					
35					
36				42,50	22,36
37					
38					
39	2125,5		6		
40					
41				35,74	22,36

Таблица 6

Статистические характеристики однородных участков

Номер п/п	Элемен- ты	$n_1 = 1$		$n_2 = 19$		$n_3 = 4$	
		$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s
1	Co	260,0	0	114,9	88,8	185,0	100,0
2	Mn	170,0	0	74,8	57,2	62,5	26,3
3	Zn	48,0	0	53,1	25,0	25,75	17,4
4	Cu	160,0	0	371,2	203,6	240,0	73,5
5	Ti	19,0	0	7,21	6,88	3,75	0,96
6	Li	12,0	0	9,53	9,29	14,0	7,7
7	V	190,0	0	168,4	83,3	30,0	0
8	Sr	6,0	0	4,95	1,81	3,0	0
9	W	3,0	0	10,8	10,9	3,5	1,0
10	Pb	94,0	0	27,9	16,1	5,51	4,0
11	Ag	5,0	0	24,5	31,2	11,2	12,5
12	K	0,12	0	0,51	0,7	0,12	0,10
13	Na	0,055	0	1,9	0,70	2,04	1,47

Сопоставление полученных результатов с результатами статистического анализа интенсивности трещиноватости метабазитов показывает их почти полную сходимость.

Подводя итоги, можно заключить, что в результате применения методов многомерной математической статистики и ЭВМ для обработки фактических данных о параметрах трещиноватости метабазитов печенгского комплекса получены объективные данные о тенденциях изменения интенсивности трещиноватости и мощности жильного выполнения трещин в разрезе СГ-3 до глубины 7 км и статистически обоснованы сделанные ранее выводы; вместе с тем в последние должны быть внесены некоторые коррективы.

В первую очередь это касается вывода о существенном и закономерном изменении интенсивности трещиноватости метабазитов лишь на первом километре от поверхности земли. Результаты многомерного статистического анализа не подтверждают такой закономерности. Они свидетельствуют о том, что интенсивность общей трещиноватости, равно как и мощность жильного выполнения трещин, практически не меняется вплоть до глубины 2500 м. Начиная с этой отметки проявляется тенденция к скачкообразному уменьшению показателей суммарной трещиноватости, причем наиболее резко их изменение происходит в диапазоне глубины от 2500 примерно до 3000 м. В нижней части разреза СГ-3, как показывают статистические расчеты, интенсивность трещиноватости метабазитов и мощность жильного выполнения трещин меняется незначительно, сохраняясь примерно на одном уровне вплоть до глубины 7 км.

Установлено также, что в верхней части разреза секущие трещины III ряда количественно преобладают над пологопадающими (IV ряд), причем по мере роста глубины интенсивность их развития в метабазитах печенгского комплекса заметно ослабевает. Таким образом, не наблюдается тенденции к увеличению интенсивности проявления крутопадающих трещин III ряда на низких глубинных уровнях, как предполагалось ранее.

$n_4 = 3$		$n_5 = 9$		$n_6 = 5$		$n_7 = 9$	
$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s
80,0	15,0	73,0	62,5	126,4	59,17	195,5	70,2
73,3	15,3	104,4	155,3	64,2	16,62	67,4	14,56
62,0	9,16	46,0	9,75	50,4	8,20	25,3	5,63
949,9	86,6	523,3	257,4	372,0	170,5	195,5	48,5
4,0	1,73	3,0	0	19,6	9,84	15,4	15,2
3,0	0	2,44	0,73	6,6	2,19	7,8	12,2
193,3	56,86	156,6	29,15	192,0	47,6	215,5	104,8
3,0	0	3,33	0,71	5,40	1,94	4,8	2,04
4,33	2,31	6,44	4,56	25,4	28,9	44,2	19,56
20,0	3,60	12,82	6,23	25,2	9,34	26,8	16,0
5,0	0	15,55	16,0	32,0	28,42	53,3	33,07
0,07	0,02	0,12	0,11	0,22	0,35	1,51	0,96
2,30	0,59	1,188	0,87	1,73	0,75	0,44	0,55

АНАЛИЗ СОДЕРЖАНИЙ 13 ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПО ДАННЫМ КОЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ

В качестве второго примера изучения вертикальной зональности рассмотрим данные по анализу проб керна скв. СГ-3, которые были любезно предоставлены С.Ф. Соболевым. В данном случае рассматривается 47 проб, отобранных из керна с глубины от 1814,0 до 2186,4 м и из пород, представленных сланцами, диабазами, алевролитами, филлитами, туфами, габбро-диабазам, туффитами и песчаниками. В каждой из проб определялись содержания 13 элементов: Co, Mn, Zn, Cu, Ti, Li, V, Sr, W, Pb, Ag, K, Na. Содержания K и Na были рассчитаны в процентах, а содержания всех остальных элементов — в граммах на тонну.

Из табл. 5 видно, что полученные по этим данным границы статистически однородных участков в четырех случаях из шести совпадают с границами между различными геологическими образованиями. Кроме того, две границы не связаны с изменением петрографического состава пород, что свидетельствует об изменении изучаемого комплекса элементов внутри габбро-диабазов. Среди трех выделенных разновидностей габбро-диабазов наблюдаются, с одной стороны, слабые различия (между участками 4 и 5), так как вычисленное значение критерия $v_k = 22,38$ незначительно превосходит критическое 22,36, а с другой — сильные, о чем свидетельствует вычисленное значение $v_k = 42,5$ для пятого и шестого однородных участков, намного превышающее критическое. Необходимо отметить, что на основании проведенного анализа удалось установить, что комплекс изучаемых элементов практически не меняется во втором интервале от второй до девятнадцатой пробы, несмотря на частую смену петрографических разновидностей пород. Это свидетельствует о том, что в данном интервале петрографический фактор не влияет на поведение изучаемого комплекса, что в равной мере относится и к седьмому интервалу.

Характерно также, что алевролитовые туфы весьма отчетливо отдели-

мы по данному комплексу элементов от вышележащих диабазов и расположенных ниже габбро-диабазов.

В табл. 6 приведены статистические характеристики выделенных однородных интервалов, где через $\bar{X}$ обозначено среднее арифметическое, а через s — оценка стандартного отклонения.

Таким образом, проведенные исследования показали, что с помощью многомерного статистического метода разграничения можно успешно выявлять вертикальную зональность в единичном разрезе по комплексу разнообразных признаков, что позволяет рекомендовать этот метод как стандартный для автоматизированной обработки комплексной геологической информации, получаемой при бурении сверхглубоких скважин.

ЛИТЕРАТУРА

1. Козловский Е.А., Ланев В.С., Литвиненко И.В. и др. Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984. 490.
2. Родионов Д.А. Статистические решения в геологии. М.: Недра, 1981. 231 с.

УДК 550.8.053.519:553.061.2

С.В. СИРОТИНСКАЯ

ЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ УСЛОВИЙ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Исследование условий локализации эндогенного оруденения Зеравшано-Гиссарской зоны Центрального Таджикистана, проводившееся с помощью аппарата математической логики, включало решение следующих трех вопросов: во-первых, выявление по геологической карте с отмеченными на ней месторождениями и рудопроявлениями закономерностей локализации оруденения; во-вторых, составление прогнозно-металлогенических схем размещения различных типов оруденения; в-третьих, построение прогнозной схемы с ранжировкой площадей по степени их перспективности на обнаружение месторождений. Для решения перечисленных вопросов был применен метод математической логики, базирующийся на определенном подходе к анализу описательной геологической информации.

Этот подход включает: а) представление общих понятий о связях оруденения с геологической обстановкой в виде уравнения алгебры логики; б) выбор среди анализируемых признаков геологической обстановки их комбинаций, удовлетворяющих составленному уравнению; в) выбор оптимальной комбинации признаков и подстановку в уравнение соответствующих логических переменных; г) прогнозирование по полученной формуле исследуемого свойства оруденения на новом объекте.

Основанный на этом подходе метод анализа геологических карт подробно изложен в работе [1], поэтому далее приводятся только результаты применения этого метода к исследованию оруденения Зеравшано-Гиссарской зоны.

Т а б л и ц а 1

Общая структура таблицы исходных данных для анализа размещения эндогенного оруденения Зеравшано-Гиссарской зоны

Подтаблицы для типов минерализации	Номера объектов	Лист карты	Номер точки минерализации на карте	Название точки минерализации	Подтаблицы для групп признаков				
					T ₀	T ₁	T ₂	T ₃	T ₄
M ₁									
M ₅									

В качестве фактического материала для изучения условий локализации оруденения Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоны использовалась карта этой зоны масштаба 1:200 000, составленная К.И. Литвиненко, М.Е. Сасс и Л.И. Коваленко. В процессе логического анализа было учтено несколько сот отмеченных на карте точек минерализации (месторождений и рудопроявлений), а число различных сведений, анализировавшихся по каждой из точек, достигло двухсот. Кроме того, дополнительно учитывалось имевшееся на карте разделение точек минерализации на пять групп по числу выделенных в легенде видов полезных ископаемых, в частности некоторых типов вольфрамового, медного, сурьмяного, ртутного и полиметаллического оруденения.

Для анализа этой информации с помощью аппарата математической логики предварительно была составлена таблица исходных данных (табл. 1). При ее построении в качестве объектов исследования были взяты элементарные площади в форме круга с центром в точке минерализации, характеристики которых составили строки таблицы. Так как оптимальный размер элементарных площадей карты был заранее неизвестен, то математическая обработка таблицы исходных данных первоначально проходила для двух вариантов размеров площадей карты — с радиусом 0,5 и 1 см. Однако в дальнейшем от первого варианта пришлось отказаться. Это было связано с двумя обстоятельствами. Во-первых, при радиусе 0,5 см значительную часть элементарных площадей занимают условные обозначения месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых, что не всегда позволяет снять с карты полную информацию о строении рассматриваемых площадей; во-вторых, как выяснилось в начале математической обработки таблицы исходных данных, для выявления закономерностей размещения оруденения явно недостаточно иметь сведения о геологическом строении окрестности точек минерализации радиуса 0,5 см на карте (1 км на местности) и для этой цели необходимо рассматривать окрестность с радиусом не менее 1 см на карте (2 км на местности).

После выбора объектов исследования определялся набор признаков и групп признаков. Первоначально в набор признаков входили только характеристики геологического строения Зеравшано-Гиссарской зоны, отра-

женные в легенде карты. Эти признаки в соответствии с основными подразделениями легенды были разделены на пять групп: 1) типы оруденения, 2) осадочные и вулканогенно-осадочные формации, 3) фации метаморфизма, 4) магматические комплексы и 5) разрывные нарушения. Так как пятая группа признаков (разрывные нарушения) в легенде карты состояла только из одного одноименного признака, то далее для более полной характеристики этого явления была привлечена информация о направлениях разломов, содержащихся в самой карте. В частности, Т.Г. Гредюшковой путем замеров с помощью транспорта простираций разломов в пределах рассматриваемых элементарных площадей и последующего построения гистограмм частот простираций разломов были выделены восемь классов разломов по простираению — $0-24$, $336-360^\circ$; $311-335^\circ$; $285-310^\circ$; $275-284^\circ$; $25-49^\circ$; $50-75^\circ$; $76-85^\circ$; $86-90^\circ$; $270-274^\circ$. Выделенные классы и составили группу из восьми признаков, характеризующих разрывные нарушения Зеравшано-Гиссарской зоны. В процессе математической обработки таблицы, кроме того, дополнительно учитывались выделенные сходным образом классы разломов по протяженности (до 3,5 км, от 3,5 до 10 км, свыше 10 км).

После выделения пяти групп признаков столбцы таблицы исходных данных (табл. 1) оказались разбитыми на пять подтаблиц: T_0 , T_1 , ..., T_4 . Кроме того, были разделены на пять подтаблиц (M_1-M_5) по числу типов минерализации и строки этой таблицы. При этом каждая из полученных подтаблиц включила характеристики объектов одного типа.

Применение метода математической логики к анализу составленной таблицы исходных данных разбивалось на два этапа. При осуществлении первого из них для каждого из геологических явлений, которые в таблице исходных данных характеризуются отдельными группами признаков, проверялось, связано ли с ними размещение рассматриваемого типа оруденения, и если связано, то с какими именно признаками. С этой целью независимо одна от другой рассматривались подтаблицы T_1 , T_2 , T_4 таблицы 1 (подтаблица T_3 , описывающая фации метаморфизма при визуальном просмотре табл. 1, была исключена из дальнейшего рассмотрения как дублирующая некоторые признаки из пятой группы — осадочные и вулканогенно-осадочные формации). При анализе подтаблицы T_1 проверялось, влияют ли на размещение оруденения состав и возраст осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, на основе подтаблицы T_2 изучалось влияние на размещение оруденения проявлений интрузивной магматической деятельности, в частности магматических комплексов разного состава и возраста, а с помощью анализа подтаблицы T_4 выяснялось, связано ли размещение оруденения с выделенными направлениями разрывных нарушений.

После выявления по подтаблицам T_1 , T_2 , T_4 информативных комбинаций признаков осуществлялся второй этап применения метода. На этом этапе устанавливалось, в каких именно сочетаниях выделенные признаки играют роль в локализации оруденения, т.е. выявлялись геологические ситуации размещения рудных объектов рассматриваемого региона. В заключение проведения второго этапа на основе установленных закономерностей строились схемы размещения различных типов оруденения Зеравшано-Гиссарской зоны, совмещенная схема размещения для всех типов этого оруденения, а также схема размещения прогнозных площадей с оценкой степени их перспективности.

В целом в результате применения аппарата математической логики к анализу карты Зеравшано-Гиссарской зоны выяснилось, что в размещении основного числа рудных объектов играют роль всего двенадцать признаков, описывающих геологическое строение этой зоны, которые характеризуют три различных геологических фактора — петролого-структурный, тектоно-магматический и тектонический. Причем локализация оруденения определяется главным образом одиннадцатью сочетаниями этих признаков, составляющими типовые геологические ситуации размещения оруденения Зеравшано-Гиссарской зоны (табл. 2). В типовых геологических ситуациях, показанных в табл. 2, локализовано 76% рудных объектов Зеравшано-Гиссарской зоны. Из остальных 24% рассматривавшихся объектов 12% оказались аномальными, не подчиняющимися выявленным для основного числа объектов закономерности, а для других 12% объектов вынесенные на карту данные не позволяли уверенно судить об их геологической позиции.

Выделение типовых геологических ситуаций проводилось на основе учета форм связи между оруденением и группами признаков (геологическими явлениями), а также между признаками внутри групп. Поэтому любая из одиннадцати типовых ситуаций характеризуется не только набором составляющих ее признаков, но и определенной формой связи между этими признаками. Последняя описывается формулами математической логики (вторая колонка слева, см. табл. 2). Одновременно она может быть охарактеризована, хотя и менее компактно, соответствующими этим формулам высказываниями. Например, имея в виду, что знакам логических операций соответствуют союзы "и", "или", для ситуации S_1 можно сформулировать следующее высказывание: ситуация S_1 имеет место на тех площадях Зеравшано-Гиссарской зоны, на которых фиксируется зона сочленения кремнистой (D), терригенно-кремнисто-карбонатной (D_{1-2}), андезит-дацит-липарит-кремнисто-карбонатной (D_{1-2}) субформаций флишевой формации с терригенной граувакковой субформацией (C_1) этой же формации и устанавливаются выходы гранитоидов северо-варзозского или зеравшано-гиссарского комплексов и прослеживаются разломы северо-восточного $50-70^\circ$ или северо-западного $285-310^\circ$ простираения. Таким же образом ситуация S_{10} с помощью соответствующей логической формулы описывается как площадь Зеравшано-Гиссарской зоны, которая расположена в зоне сочленения липарит-дацит-терригенной зеленосланцевой субформации (D_3-S_1) терригенной формации с метапорфироидной и метабазитовой субформациями ($V?-PZ_1$) зеленосланцевой формации и характеризуется наличием широтных разломов протяженностью свыше 3,5 км и разломами северо-восточного $50-75^\circ$ или северо-западного $285-310^\circ$ простираения. Следует заметить, что так как исходная информация по отдельным точкам минерализации снималась с площадей в форме круга радиусом 2 км (на местности), то и выделенные типовые ситуации относятся именно к площадям этой формы и размера. Другими словами, вопрос о существовании той или иной из выявленных одиннадцати ситуаций можно решать лишь в пределах круга с радиусом 2 км.

В легенде карты Зеравшано-Гиссарской зоны выделялись пять различных типов оруденения. Поэтому после выявления типовых, а также аномальных (табл. 3) ситуаций размещения этого оруденения также рассматривался

Таблица 2

Типовые геологические ситуации размещения оруденения
Зеравшано-Гиссарской зоны

Индекс ситуации	Математическое описание ситуации	Геологические факторы и характеризующие их признаки		
		петролого-структурные	тектонико-магматические	тектонические
S_1	13/12 & (41 ∨ 43) & (57 ∨ 60)	13/12	41; 43	57; 60
S_2	13/12 & 62 & (57 ∨ 60)	13/12	62	57; 60
S_3	13/23 & (41 ∨ 43) & (57 ∨ 60)	13/23	41; 43	57; 60
S_4	13/23 & 62 & (57 ∨ 60)	13/23	62	57; 60
S_5	13/29 & (41 ∨ 43) & (57 ∨ 60)	13/29	41; 43	57; 60
S_6	13/29 & 62 & (57 ∨ 60)	13/29	62	57; 60
S_7	29/23 & (41 ∨ 43) & (57 ∨ 60)	29/23	41; 43	57; 60
S_8	29/23 & 62 & (57 ∨ 60)	29/23	62	57; 60
S_9	29/25 & 62 & (57 ∨ 60)	29/25	62	57; 60
S_{10}	29/30 & 62 & (57 ∨ 60)	29/30	62	57; 60
S_{11}	29 & 62 & (57 ∨ 60)	29	62	57; 60

П р и м е ч а н и е. 1. Типовые геологические ситуации составили следующие признаки:

Петролого-структурные: 13/12 — зона сочленения кремнистой (D), терригенно-кремнисто-карбонатной (D_{1-2}), андезит-дацит-липарит-кремнисто-карбонатной (D_{1-2}) субформаций флишевой формации с терригенной граувакковой (C_1) субформацией флишевой формации; 13/23 — зона сочленения кремнистой (D), терригенно-кремнисто-карбонатной (D_{1-2}), андезит-дацит-липарит-кремнисто-карбонатной (D_{1-2}) субформаций флишевой формации с известняковой полосчатой, известняковой и доломитовой субформациями (S_2-D_1) карбонатной формации; 13/29 — зона сочленения кремнистой (D), терригенно-кремнисто-карбонатной (D_{1-2}) и андезит-липарит-дацит-кремнисто-карбонатной (D_{1-2}) субформаций флишевой формации с липарит-дацит-терригенной зеленосланцевой субформацией (O_3-S_1) терригенной формации; 29/23 — зона сочленения липарит-дацит-терригенной зеленосланцевой субформации (O_3-S_1) терригенной формации с известняковой полосчатой, известняковой и доломитовой субформациями (S_2-D_1) карбонатной формации; 29/25 — зона сочленения липарит-дацит-терригенной зеленосланцевой субформации (O_3-S_1) терригенной формации с терригенно-карбонатной субформацией (S_1) одноименной формации; 29/30 — зона сочленения липарит-дацит-терригенной зеленосланцевой субформации (O_3-S_1) терригенной формации с метаморфической и метабазитовой субформациями ($V^?-PZ_1$) зеленосланцевой формации; 29 — липарит-дацит-терригенная зеленосланцевая субформация (O_3-S_1) терригенной формации.

Тектоно-магматические: 41 — северо-варзобский комплекс: граниты, адамеллиты, гранодиориты амфибол-биотитовые средние и крупнозернистые; кварцевые диориты, тоналиты, габбро-диориты ($\gamma\delta C_3$); 43 — зеравшано-гиссарский комплекс: граниты, адамеллиты биотитовые, амфибол-биотитовые; гранодиориты, тоналиты, кварцевые монциты, монцодиориты, кварцевые диориты и их порфировые разновидности ($\gamma-\gamma\delta C_{2-3}$); 62 — разломы субширотного простирания $86-90^\circ$ и $270-274^\circ$, протяженностью свыше 3,5 км.

Тектонические: 57 — разломы простирания $285-310^\circ$; 60 — разломы простирания $50-75^\circ$.

2. Символы & и ∨ обозначают логические операции: символ & читается "и", символ ∨ читается "или".

вопрос о специализации ситуаций, т.е. о том, связана ли локализация данного типа минерализации с определенными геологическими ситуациями. Как выяснилось, специализация типовых ситуаций очень четко намечается для вольфрамовых и медных объектов. Так, за исключением двух точек минерализации все вольфрамовые объекты (не считая локализованных

Таблица 3

Аномальные геологические ситуации размещения рудных объектов
Зеравшано-Гиссарской зоны

Индекс ситуации	Математическое описание ситуации	Геологические факторы и характеризующие их признаки		
		петролого-структурные	тектоно-магматические	тектонические
A_1	17 & (55 ∨ 56) & (57 ∨ 60)	17	55; 56	57; 60
A_2	10/18 & 62 & 57	10/18	62	57
A_3	13/11 & 41 & 57	13/11	41	57
A_4	13/9 & 62	13/9	62	—
A_5	32 & (45 ∨ 46) & (57 ∨ 60)	32	45; 46	57; 70
A_6	36 & 60	—	36	60
A_7	22 & 43 & 57	22	43	57
A_8	27 & 57	27	—	57
A_9	7/9 & 57	7/9	—	57

Примечание. Аномальные геологические ситуации составили следующие признаки.

Петролого-структурные: 7/9 — зона сочленения полимиктовой с карбонатным цементом субформации (C_{2-3}) флишевой формации с карбонатной рифоизвестняковой субформацией (C_{1-2}) той же формации; 10/18 — зона сочленения кремнисто-терригенно-карбонатной известняковой субформации (C_{1-2}) флишевой формации с карбонатно-терригенной субформацией (S_2-D_2) флишевой формации; 13/9 — зона сочленения кремнистой субформации (D) флишевой формации с карбонатной, рифоизвестняковой субформацией (C_{1-2}) той же формации; 13/11 — зона сочленения кремнистой (D) субформации флишевой формации с липарит-дацит-терригенно-карбонатной (C_1) субформацией той же формации; 17 — карбонатная, известняково-рифовая субформация (D_{1-2}) флишевой формации; 22 — известняковая (S_2-D_1) субформация карбонатной доломито-известняковой формации; 27 — песчаниковая субформация (S_1) терригенной формации; 32 — мигматит-гнейсовая нерасчлененная субформация (PR) зеленокаменной формации.

Тектоно-магматические: 41 — северо-варзобский комплекс: граниты, адамеллиты, гранодиориты амфибол-биотитовые, средне- и крупнозернистые; кварцевые диориты, тоналиты, габбро-диориты ($\gamma\delta C_{2-3}$); 43 — зеравшано-гиссарский комплекс: гранодиориты, тоналиты, кварцевые монзониты, монцодиориты, кварцевые диориты и их порфировые разновидности ($\gamma\delta C_{2-3}$); 45 — каратегинский комплекс: метасоматические палингенные граниты (D_2) среднезернистые (с гранатом и корундом); 46 — каратегинский комплекс: метасоматические гранитоиды (D_2); 55 — разломы простираения $0-24^\circ$ и $336-360^\circ$; 56 — разломы простираения $311-335^\circ$; 62 — широтные разломы $86-90, 270-274^\circ$ протяженностью свыше 3,5 км.

Тектонические: 57 — северо-восточные разломы простираения $285-310^\circ$; 60 — северо-западные разломы простираения $50-75^\circ$.

в недоизученных ситуациях) обязательно характеризуются типовой ситуацией S_3 .

Сходная картина наблюдается и для медных объектов, которым свойственна ситуация S_7 . В частности, для большинства объектов с этим типом минерализации, помимо различных других ситуаций, обязательно фиксируется ситуация S_7 .

Для десяти из одиннадцати объектов сурьмяного оруденения фиксируется либо ситуация S_9 , либо ситуация S_{10} , т.е. локализация сурьмяного оруденения связана с двумя ситуациями — S_9 и S_{10} , причем первая из них охватывает большее число рассматриваемых объектов.

Вследствие того что основное число анализировавшихся полиметаллических объектов характеризуется неясной геологической позицией, установить

их связь с какими-либо определенными типовыми или аномальными ситуациями не удалось.

Все ртутные объекты оказались локализованными в аномальной геологической ситуации A_1 (см. табл. 3).

Полученная таблица типовых ситуаций (см. табл. 2) позволяет наметить несколько общих закономерностей размещения изучаемых типов эндогенного оруденения Зеравшано-Гиссарской зоны:

а) обязательное наличие хотя бы в одной из ассоциирующих с оруденением осадочных или вулканогенно-осадочных толщ липарит-дацитов или кремнистой составляющей; б) размещение точек оруденения в зонах сочленения различных по возрасту вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных толщ; в) локализация рудных объектов вблизи протяженных широтных разломов или выходов гранитоидов повышенной основности зеравшано-гиссарского (C_{2-3}) или северо-варзобского (C_3) комплексов; г) приуроченность оруденения к северо-восточным $50-75^\circ$ или северо-западным $285-310^\circ$ разломам.

На фоне перечисленных общих закономерностей отдельные типовые ситуации различаются между собой лишь возрастом ассоциирующих с оруденением толщ, а также тем, что широтные разломы и гранитоиды зеравшано-гиссарского и северо-варзобского комплексов как бы заменяют друг друга в разных ситуациях. Несколько отличается от остальных только ситуация S_{11} . Для двадцати объектов, локализованных в этой ситуации, отсутствует приуроченность к зоне сочленения разновозрастных толщ. Однако такое отклонение от общей закономерности, возможно, является кажущимся, обусловленным относительно мелким масштабом карты, из-за которого гетерогенность ассоциирующей с оруденением толщи не нашла на ней должного отражения.

Помимо одиннадцати типовых геологических ситуаций, были также выделены девять аномальных ситуаций (см. табл. 3), в которых оказались локализованы 12% объектов Зеравшано-Гиссарской зоны. Особенностью аномальных ситуаций является разнообразие составляющих их признаков (восемнадцать) при ограниченном числе приуроченных к каждой из этих ситуаций объектов. При этом в отличие от объектов в типовых ситуациях каждая отдельная группа аномальных объектов локализуется в одной, только ей свойственной ситуации.

Из табл. 3 видно, что большинство аномальных ситуаций характеризуется только отдельными из перечисленных выше четырех закономерностей размещения основной массы рудных объектов Зеравшано-Гиссарской зоны. Так, наиболее многочисленной из групп аномальных объектов – ртутных – свойственна только четвертая из этих закономерностей – приуроченность оруденения к северо-восточным $50-75^\circ$ и северо-западным $285-310^\circ$ разломам.

Также как и ртутные подчиняются тем или иным из выявленных четырех закономерностей и объекты, локализованные в ситуациях A_5 , A_6 , A_7 , A_8 , A_9 .

Ситуации A_2 , A_3 , видимо, правильнее было бы считать не аномальными, а редкими для Зеравшано-Гиссарской зоны. Этими ситуациями выражаются все четыре найденные закономерности, однако часть признаков, которыми они проявлены, отличаются от описывающих основное число объектов Зе-

равшано-Гиссарской зоны. Такими признаками (10, 11, 18) характеризуются возраст толщ в зонах сочленения, который моложе того, который фиксируется в выделенных типовых ситуациях. Если принять во внимание расположение на карте объектов в ситуациях A_2, A_3 , особенно группу точек в первой из них, которая локализована вблизи северной границы карты, то можно предположить, что ситуации A_2, A_3 окажутся типовыми для смежных с Зеравшано-Гиссарской зоной территорий.

Ситуацию A_4 также скорее всего следует считать редкой для Зеравшано-Гиссарской зоны, так как не исключено, что отсутствие на объектах, локализованных в этой ситуации, разломов северо-восточного $50-75^\circ$ и северо-западного $285-310^\circ$ простираения не является реальным фактом, а связано с недостаточной изученностью этих объектов.

Если в логической формуле, описывающей некоторую типовую или аномальную ситуацию, по-другому расставить знаки $\&$, $\vee$, соответственно изменив расположение союзов "и", "или" в сопоставленном этой формуле высказывании, то при фиксированном наборе признаков данной формулой будет охарактеризована совершенно иная геологическая ситуация. Поэтому при рассмотрении выявленных типовых и аномальных ситуаций всегда необходимо учитывать не только набор составляющих ситуацию признаков, но и форму связи между этими признаками. Между оруденением и найденными типовыми геологическими ситуациями, в свою очередь, имеет место вполне определенная форма связи. Учитывая последнюю, закономерности локализации оруденения Зеравшано-Гиссарской зоны можно выразить следующим логическим соотношением:

$$R = S_1 \vee S_2 \vee S_3 \vee S_4 \vee S_5 \vee S_6 \vee S_7 \vee S_8 \vee S_9 \vee S_{10} \vee S_{11}.$$

Этому соотношению соответствует высказывание о том, что проявления оруденения Зеравшано-Гиссарской зоны локализованы в ситуации или S_1 , или $S_2, \dots$, или S_{11} или в любой комбинации этих ситуаций.

Возможность строгого математического описания установленных закономерностей а, б, в, г позволяет использовать эти закономерности для решения следующих вопросов прогнозирования: 1) оценки перспективности любой элементарной площади (круга радиуса 1 см) исходной карты Зеравшано-Гиссарской зоны; 2) построения областей размещения оруденения по типам этого оруденения; 3) построения прогнозной схемы с ранжировкой площади по степени их перспективности на обнаружение месторождений.

Оценка перспективности отдельных элементарных площадей карты Зеравшано-Гиссарской зоны. Для того чтобы формулу, выражающую закономерности размещения оруденения Зеравшано-Гиссарской зоны, можно было использовать в целях оценки перспективности отдельных элементарных площадей карты, она записывалась на языке булевой алгебры:

$$\begin{aligned} f(z_{13/12}, \dots, z_{62}) = & [z_{13/12} \& (z_{41} \vee z_{43}) \& \\ & \& (z_{57} \vee z_{60})] \vee [z_{13/12} \& z_{62} \& (z_{57} \vee z_{60})] \vee \\ & \vee [z_{13/23} \& (z_{41} \vee z_{43}) \& (z_{57} \vee z_{60})] \vee \\ & \vee [z_{13/23} \& z_{62} \& (z_{57} \vee z_{60})] \vee [z_{13/29} \& (z_{41} \vee z_{43}) \& \\ & \& (z_{57} \vee z_{60})] \vee [z_{13/29} \& z_{62} \& (z_{57} \vee z_{60})] \vee \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & \vee [z_{29/23} \&(z_{41} \vee z_{43}) \&(z_{57} \vee z_{60})] \vee \\ & \vee [z_{29/23} \& z_{62} \&(z_{57} \vee z_{60})] \vee [z_{29/25} \& z_{62} \& \\ & \&(z_{57} \vee z_{60})] \vee [z_{29/30} \& z_{62} \&(z_{57} \vee z_{60})] \vee \\ & \vee [z_{29} \& z_{62} \&(z_{57} \vee z_{60})]. \end{aligned}$$

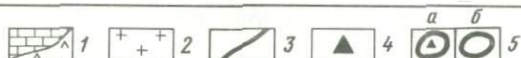
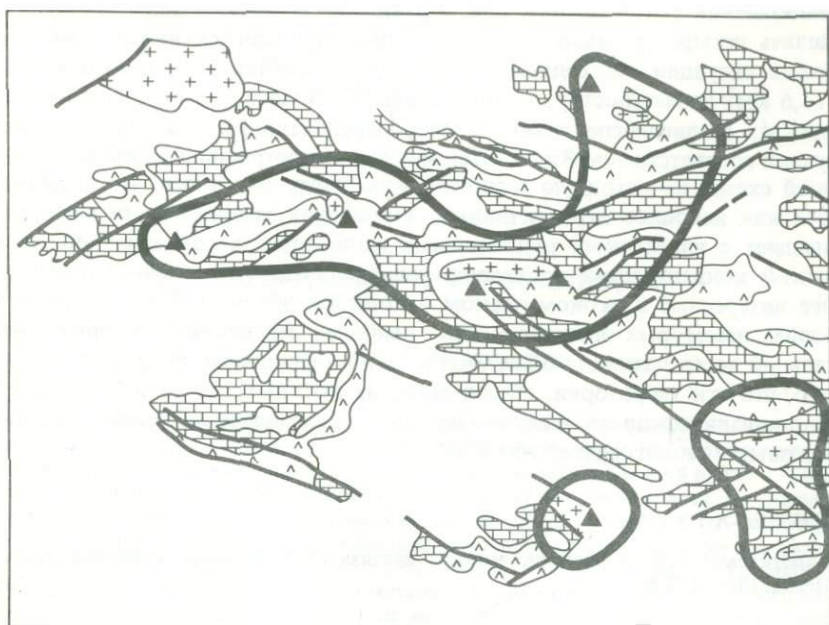
Эта формула читается так: оруденение устанавливается (булева функция $f(z_{13/12}, \dots, z_{62}) = 1$) тогда и только тогда, когда фиксируется хотя бы одна из одиннадцати типовых ситуаций (хотя бы одно из выражений в квадратных скобках принимает значение 1). Последнее зависит от того, какие из составляющих ту или иную ситуацию признаков встречи на данной элементарной площади, т.е. какие переменные в каждой отдельной квадратной скобке принимают значение 1.

Полученная формула позволяет решать вопрос о перспективности любой элементарной площади карты Зеравшано-Гиссарской зоны (круга радиусом 1 см) на наличие рассматриваемых типов оруденения. Для этого необходимо поставить в эту формулу значения всех составляющих ее переменных. Например, если на данной элементарной площади фиксируется признак 60 — разломы простирания $50-75^\circ$, то в рассматриваемую формулу вместо переменной z_{60} нужно подставить ее значение 1, если признак 60 не устанавливается, то значение 0. Тогда, осуществив соответствующие логические операции, по значению функции $f(z_{13/12}, \dots, z_{62})$ можно решить вопрос о перспективности анализируемой элементарной площади. Так, при $f(z_{13/12}, \dots, z_{62}) = 1$, ее следует считать благоприятной для обнаружения оруденения. Если $f(z_{13/12}, \dots, z_{62}) = 0$, то делается заключение о бесперспективности данной площади.

Построение схем размещения отдельных типов оруденения Зеравшано-Гиссарской зоны. Для построения областей размещения отдельных типов оруденения Зеравшано-Гиссарской зоны использовалась таблица типовых (см. табл. 2), а для ртутной минерализации аномальных (см. табл. 3) ситуаций. Это построение заключалось в выделении на исходной карте Зеравшано-Гиссарской зоны всех элементарных площадей, которые характеризуются геологической ситуацией, свойственной данному типу минерализации¹. Так, при построении схемы размещения вольфрамового оруденения выявлялись на карте все элементарные площади, для которых имела место ситуация S_3 , при составлении схемы размещения медного оруденения выделялись элементарные площади с ситуацией S_7 (см. рисунок), а при построении схемы размещения сурьмяного оруденения учитывались две ситуации — S_9, S_{10} . Для ртутного оруденения при построении схемы выделялись элементарные площади с аномальной ситуацией A_1 .

После выявления отдельных элементарных площадей со свойственными данному типу оруденения геологическими ситуациями эти элементарные площади там, где было возможно, объединялись общим контуром в более крупные территории. Те из выделенных территорий, на которых в настоя-

¹ Для тех типов минерализации, для которых не выявилось каких-то особых, характерных для них геологических ситуаций локализации (например, для полиметаллического оруденения), построение схем не проводилось.



Фрагмент прогнозно-металлогенической схемы размещения медного оруденения Зеравшано-Гиссарской зоны

1 — зона сочленения липарит-дацит-терригенной зеленосланцевой субформации (O_3-S_1) с известняковой полосчатой, известняковой и доломитовой субформациями (S_2-D_1) карбонатной формации; 2 — гранитоиды зеравшано-гиссарского комплекса ($\gamma-\gamma\delta C_{2-3}$); 3 — разломы простираний СЗ $285-310^\circ$ или СВ $50-75^\circ$; 4 — проявления медного оруденения; 5 — территории, благоприятные для локализации медного оруденения: а — с установленными проявлениями медного оруденения, б — перспективные на обнаружение медного оруденения

щее время неизвестны проявления рассматриваемого типа оруденения, считались перспективными на поиски новых объектов этого типа.

Построение прогнозной схемы Зеравшано-Гиссарской зоны с ранжировкой площадей по степени их перспективности на обнаружение месторождений W, Cu, Sb. В пределах Зеравшано-Гиссарской зоны выделенные по типовым геологическим ситуациям области размещения вольфрамового, медного и сурьмяного оруденения захватывают значительные площади. Поэтому возникает вопрос о ранжировке территорий по степени их перспективности на поиски крупных объектов с этим оруденением и построении прогнозной схемы размещения территорий с разной степенью перспективности, представляющей собой накладку к исходной геологической карте. При решении этого вопроса в основу оценки степени перспективности территорий на обнаружение месторождений лег принцип учета концентрации типовых ситуаций. Последняя измеряется числом типовых ситуаций, приходящихся на элементарную площадь анализируемой карты. Подсчет этого числа производится методом скользящего окна со сдвигом, равным радиусу круга, если элементарная площадь имеет форму круга.

Выполнение такой оценки для Зеравшано-Гиссарской зоны позволило выделить четыре градации территории: наиболее перспективные с числом типовых ситуаций, приходящихся на одну элементарную площадь карты ($\approx 12,6 \text{ км}^2$ на местности), 5 и более; перспективные с числом типовых ситуаций 4; среднеперспективные и слабоперспективные с числом типовых ситуаций соответственно 3 и 1–2. При наложении построенной на кальке прогнозной схемы на исходную геологическую карту оказалось, что выделившиеся как наиболее перспективные территории западной части планшета совпадают с известными рудоносными площадями, характеризующимися высокой концентрацией проявлений минерализации и включающими наиболее интересные в экономическом отношении объекты. В то же время в пределах некоторых оцененных как наиболее перспективные территорий остальной части планшета обнаружены только единичные проявления. Очевидно, что эти территории, общая площадь которых составляет менее 1% всей площади планшета, заслуживают постановки первоочередных геолого-поисковых и геологоразведочных работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сиротинская С.В. Логические методы анализа геологической информации. М.: Недра, 1986. 158 с.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ФОТОТАБЛИЦАМ

К ст. Н.С. Бортникова и др.

Т а б л и ц а I

a — решетчатая структура сростания матильдита, галенита и фазы AgPbBiS_3 ; полир. шлиф; увел. 600, с анализатором; с иммерсионным маслом; *б* — агрегат минералов новообразований, возникший при разложении мышьяковой блеклой руды; *1* — реликтовый теннантит, *2* — новообразованный тетраэдрит, *3* — арсенопирит, *4* — халькопирит, *5* — сфалерит (черные кристаллики); полир. шлиф; увел. 200; *в* — новообразования алтанта (ярко-белое) и халькопирита (светло-серое), возникшее при разложении зонального зерна голдфилдита (темно-серое); черное — дефекты полировки; полир. шлиф; увел. 320; *г* — агрегат минерала $\text{Cu}_3\text{Bi}_2(\text{S}, \text{Se})$, (*1*), самородного висмута (*2*) лайтакариита (*3*), возникший на месте эмплектита; темно-серое (*4*) — теллур-висмут содержащий тетраэдрит, черное — барит; шлиф; увел. 200

К ст. М.И. Лобанова и др.

Т а б л и ц а II

a — прожилок адуляра в катаклазированном гранитогнейсе. Увел. 45; с анализатором; *б* — обрастание обломочного микроклина каймой адуляра в брекчии по гранитогнейсу; темное поле — поры от выщелачивания кварца; увел. 120; с анализатором; *в* — альбитит с эгирином и гранатом; увел. 25; с анализатором

К ст. А.А. Глаголева и др.

Т а б л и ц а III

a–*в* — характерные структуры пород в Миннибаевской скважине: *a* — основной гранулит (двупироксен-плагноклазовый кристаллический сланец); прозр. шлиф Мн-1462; увел. 22; с анализатором. *б* — blastsомилонит амфиболитовой фации с порфиробластами кордиерита, граната и полевого шпата; прозр. шлиф Мн-4196; увел. 14,5; с анализатором; *в* — хлорит-кварц-альбитовый blastокатаклазит (альбитит); прозр. шлиф Мн-3131; увел. 63; без анализатора

Т а б л и ц а IV

a–*е* — медно-никелевые руды: *a* — измененный перидотит с тонкой вкрапленностью сульфидов; гл. 1666,95 м; полир. штупф; натур. вел.; *б* — сростания пирротина (светло-серое) с тремолитом (черное); серое — зерно магнетита, ярко-белое — сульфоарсенид никеля и кобальта; гл. 1671,7 м; полир. шлиф; увел. 300; *в* — брекчиевидная текстура медно-никелевой руды; черное — обломки алевролита в сульфидном цементе (белое); гл. 1674,5 м; полир. штупф; натур. вел.; *г* — каймы пентландита (белое) по границам зерен пирротина (серое), черное — дефекты полированного шлифа; гл. 1676,45 м; увел. 320; *д* — сланцеватая текстура амфиболитов с железо-титановым оруденением (светло-серое); гл. 8711,5 м полир. штупф; натур. вел.; *е* — карбонат-кварцевый прожилок с пиритом (ярко-белое) в амфиболите; гл. 6400 м, полир. штупф; натур. вел.

УДК 551.14 : 551.240

Томсон И.Н. Глубинное строение рудных районов в орогенных областях // Эндогенные рудные районы и месторождения. М.: Наука, 1987.

Проведена типизация рудных районов орогенных областей по строению приуроченных к ним магматических ареалов. Установлено зональное строение последних и их приуроченность к тектоно-магматическим структурам блоковой или концентрической формы. Рассмотрены особенности глубинного строения рудных районов различного типа и особенности ярусного размещения оруденения в их пределах.

Ил. 6. Библиогр. 12 назв.

УДК 553.27/291 + 552.1 : 53

Сафонов Ю.Г. Структурно-петрофизические условия формирования гидротермальных месторождений на различных глубинных уровнях // Эндогенные рудные районы и месторождения. М.: Наука, 1987.

Рассматривается структурно-петрофизическая неоднородность геологической среды рудообразования. Показано закономерное изменение геодинамических условий с глубиной в зависимости от соотношений геостатических и тектонических составляющих поля напряжений сжатия и растяжения в пределах сферы рудоотложения, специфика фильтрационных свойств среды на различных глубинах, вероятные механизмы формирования рудных тел.

Ил 11. Табл. 1. Библиогр. 17 назв.

УДК 553.21; 553.3 : 549

Бортников Н.С., Генкин А.Д., Коваленкер В.А. Минералогеохимические показатели условий гидротермального рудообразования // Эндогенные рудные районы и месторождения. М.: Наука, 1987.

На основе исследования текстурно-структурных соотношений, минеральных ассоциаций и состава рудных минералов в ряде золоторудных, золото-серебряных, серебро-полиметаллических и некоторых других типов месторождений, а также по литературным данным обсуждаются минералогеохимические индикаторы режима серы и кислорода гидротермального минералообразования, причины эволюции химизма рудных минералов и их преобразования после отложения. Показано большое значение рудных минералов переменного состава (сфалерит, блеклые руды и др.) для выяснения условий минералообразования и закономерностей эволюции химического состава рудообразующих растворов.

Ил. 6. Библиогр. 20 назв.

УДК 553.43 + 553.48 (470.21)

Горбунов Г.И., Яковлев Ю.Н., Гончаров Ю.В., Астафьев Ю.А., Нерадовский Ю.Н. Глубинное строение медно-никелевых рудных полей и месторождений Кольского полуострова // Эндогенные рудные районы и месторождения. М.: Наука, 1987.

В строении никеленосных районов Кольского полуострова выделены три структурных яруса: нижний, средний и верхний. Медно-никелевое оруденение развито в среднем и верхнем ярусах, а также на их границе и связано с базит-гипербазитовыми массивами пяти формационных групп. Установлено увеличение продуктивности никеленосных магматических комплексов от ранних к более поздним, что позволяет дифференцированно оценивать перспективы глубоких горизонтов на медно-никелевые руды.

Ил. 3. Библиогр. 11 назв.

УДК 553.463 : 553.261 (575.14)

Ушаков В.Н. Вертикальная зональность и глубинность вольфрамового оруденения Западного Узбекистана // Эндогенные рудные районы и месторождения. М.: Наука, 1987.

Разнообразие формационных и генетических типов вольфрамового оруденения Западного Узбекистана определяется гетерогенностью фундамента и тектоническим режимом. Промышленная вольфрамоносность отмечается для металогеогенных зон в областях поднятий на байкальском или каледонском миогеосинклинальных основаниях. Формационный и геохимический типы вольфрамовых месторождений зависят от степени эрозионного среза рудных узлов. Оптимальный уровень рудоотложения оценивается в 2–3,5 км от палеоповерхности.

Ил. 1. Библиогр. 10 назв.

УДК 553.043 : 553.062/ (575.1)

Голованов И.М., Кажихин М.А., Мещанинов Е.З., Николаева Е.И., Огарков А.Л., Борисов С.О. Геологическая позиция эндогенного оруденения в Алмалыкском районе и его глубинное строение // Эндогенные рудные районы и месторождения. М.: Наука, 1987.

Изложены результаты комплексного изучения Алмалыкского рудного района. Установлены закономерности формирования и размещения месторождений и проявлений различных формаций. Даны характеристика особенностей геологического строения месторождений меднопорфировой, свинцово-цинковой, колчеданно-полиметаллической, редкометалло-кварцевой формаций, а также новые сведения по глубинному прогнозу оруденения.

Ил. 3. Библиогр. 11 назв.

УДК 553.41 : 553.3/9 : 551.4.712

Хомич В.Г. Геологические модели размещения золото-серебряного оруденения // Эндогенные рудные районы и месторождения. М.: Наука, 1987.

На основе типизации геологических позиций Au-Ag месторождений, распространенных во внутренних, внешних и периферических зонах областей субэвразийского вулканизма, разработаны модели рудных узлов и полей.

В зависимости от размещения оруденения в жерловых, околожерловых или удаленных (от жерловин) участках обосновывается разделение месторождений на группы с разной глубиной распространения промышленной минерализации.

Ил. 7. Табл. 1. Библиогр. 14 назв.

УДК 550.4

Топор Д.Н., Пэк А.А. Гидродинамический анализ факторов структурного контроля полиметаллического оруденения в вулканогенных породах // Эндогенные рудные районы и месторождения. М.: Наука, 1987.

Установлено влияние геолого-структурной обстановки на движение рудообразующих флюидов на одном из полиметаллических месторождений Центрального Карамазара. Сравнение различных вариантов расчета методом конечных разностей на ЭВМ ЕС 1033 позволило определить основные гидродинамические механизмы структурного контроля оруденения.

Ил. 5. Табл. 3. Библиогр. 10 назв.

УДК 553.06 : 553.261

Казанский В.И., Соколов Ю.М. Взаимосвязи тектонических структур, метаморфизма и металлогении в раннем докембрии Байкало-Алданского региона // Эндогенные рудные районы и месторождения. М.: Наука, 1987.

На основе последних геологических и геохронологических данных приведена сравнительная характеристика разновозрастных рудоносных докембрий.

ских комплексов и структур Байкало-Алданского региона. Показаны резкая тектоническая и металлогеническая дифференциация земной коры в архее и раннем протерозое и изменение характера связей между тектоникой, метаморфизмом и металлогенией во времени.

Ил. 6. Библиогр. 21 назв.

УДК (553.241.2 + 553.242.6) (571.53/54)

Лобанов М.П., Хренов П.М., Педяш Г.М., Номоконова Ю.А., Попов Ю.П. О соотношении тектонитов и метасоматитов Даванской зоны смятия (Северо-Западное Прибайкалье) // Эндогенные рудные районы и месторождения. М.: Наука, 1987.

При изучении разреза дислокационно-метаморфического комплекса обнаружены новые типы метасоматитов Даванской зоны смятия.

Рассмотрено геолого-структурное положение метасоматитов, приведены результаты их петрографического, петрохимического и геохимического изучения.

Ил. 7. Табл. 3. Библиогр. 11 назв.

УДК 552.4 + 553.43

Глаголев А.А., Генкин А.Д., Казанский В.И., Боронин В.А., Гордиенко Л.П., Красивская И.С., Кузнецов А.В., Лобанов К.В., Носик Л.П., Прохоров К.В. Изучение эндогенных процессов по материалам сверхглубокого бурения // Эндогенные рудные районы и месторождения. М.: Наука, 1987.

Сравниваются ожидавшиеся и полученные разрезы Кольской, Саатлинской сверхглубоких скважин и Миннибаевской параметрической скважины 20 000. Описана метаморфическая зональность и охарактеризованы различные виды оруденения. Освещена применяемая методика исследования сверхглубоких скважин.

Ил. 19. Табл. 6. Библиогр. 23 назв.

УДК 553.062/067 : 551.243.1 : 519.2

Родионов Д.А., Демидова Н.Г., Смирнов Ю.П. Многомерный статистический анализ трещиноватости в разрезе Кольской сверхглубокой скважины // Эндогенные рудные районы и месторождения. М.: Наука, 1987.

Изложены результаты изучения вертикальной зональности Кольской сверхглубокой скважины по данным о трещиноватости пятнадцати наиболее представительных интервалов метабазитов с использованием статистического критерия разграничения многомерной линейно упорядоченной последовательности наблюдений.

Ил. 3. Табл. 6. Библиогр. 2 назв.

УДК 550.8.053.519 : 553.061.2

Сиротинская С.В. Логический анализ условий локализации эндогенного оруденения Центрального Таджикистана // Эндогенные рудные районы и месторождения. М.: Наука, 1987.

С помощью аппарата математической логики проведен анализ геологической карты Зеравшан-Гиссарской зоны Центрального Таджикистана М 1 : 200 000 с рудными объектами. Установлены и математически описаны закономерности размещения некоторых типов вольфрамового, медного и сурьмяного оруденения. Приведена методика построения прогностно-металлогенических схем размещения отдельных типов оруденения и общей прогностической схемы с ранжировкой площадей по степени перспективности на обнаружение месторождений.

Ил. 1. Табл. 3. Библиогр. 1 назв.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
<i>И.Н. Томсон.</i> Глубинное строение рудных районов в орогенных областях . .	5
<i>Ю.Г. Сабонов.</i> Структурно-петрофизические условия формирования гидротермальных месторождений на различных глубинных уровнях	20
<i>Н.С. Бортников, А.Д. Генкин, В.А. Коваленкер.</i> Минералого-геохимические показатели условий гидротермального рудообразования.	40
<i>Г.И. Горбунов, Ю.Н. Яковлев, Ю.В. Гончаров, Ю.А. Астафьев, Ю.Н. Нерадовский.</i> Глубинное строение медно-никелевых рудных полей и месторождений Кольского полуострова	60
<i>В.Н. Ушаков.</i> Вертикальная зональность и глубинность вольфрамового оруденения Западного Узбекистана	68
<i>И.М. Голованов, М.А. Кажихин, Е.З. Мещанинов, Е.И. Николаева, А.Л. Огарков, С.О. Борисов.</i> Геологическая позиция эндогенного оруденения в Алмалыкском районе и его глубинное строение	76
<i>В.Г. Хомич.</i> Геологические модели размещения золото-серебряного оруденения.	85
<i>Д.Н. Топор, А.А. Пэк.</i> Гидродинамический анализ факторов структурного контроля полиметаллического оруденения в вулканогенных породах	99
<i>В.И. Казанский, Ю.М. Соколов.</i> Взаимосвязи тектонических структур, метаморфизма и металлогении в раннем докембрии Байкало-Алданского региона.	115
<i>М.П. Лобанов, П.М. Хренов, Г.М. Педяш, Ю.А. Номоконова, Ю.П. Попов.</i> О соотношении тектонитов и метасоматитов Даванской зоны смятия (Северо-Западное Прибайкалье)	129
<i>А.А. Глаголев, А.Д. Генкин, В.И. Казанский, В.А. Боронихин, Л.П. Гордиенко, И.С. Красивская, А.В. Кузнецов, К.В. Лобанов, Л.П. Носик, К.В. Прохоров.</i> Изучение эндогенных процессов по материалам сверхглубокого бурения	144
<i>Д.А. Родионов, Н.Г. Демидова, Ю.П. Смирнов.</i> Многомерный статистический анализ трещиноватости в разрезе Кольской сверхглубокой скважины. . .	187
<i>С.В. Сиротинская.</i> Логический анализ условий локализации эндогенного оруденения Центрального Таджикистана.	202
Объяснения к фототаблицам	213

3 р. 60 к.

4939