

ГЛУБИННЫЕ
УСЛОВИЯ
ЭНДОГЕННОГО
РУДООБРАЗОВАНИЯ



«НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ
И ГОРНЫХ НАУК

Научный совет по рудообразованию

ГЛУБИННЫЕ УСЛОВИЯ ЭНДОГЕННОГО рудообразования

Ответственный редактор
академик В.И. СМИРНОВ



МОСКВА "НАУКА"

1986

4618

Книга представляет собой систематическое изложение данных о глубинных условиях формирования эндогенных рудных месторождений. На основе анализа вертикального диапазона оруденения, магматической, метасоматической и структурной зональности рассматривается связь эндогенного рудообразования с особенностями глубинного строения земной коры. На примере ряда рудных районов оценивается их геологическая позиция и рудоносность в связи с различными типами глубинного строения земной коры. По совокупности геолого-структурных, петрологических, геофизических и геохимических данных освещается глубинное строение типовых рудных районов и месторождений.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов и в первую очередь на геологов, работающих в области изучения объемного геологического строения и оценки эндогенного рудообразования.

Рецензенты:

доктора геол.-минерал. наук *Р.М. Яшина, В.И. Коваленко*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая книга содержит материалы, касающиеся различных аспектов глубинности эндогенного оруденения. При рассмотрении возможной глубины формирования и распространения эндогенных рудных месторождений должны приниматься во внимание ограничивающие такую глубину природные геологические барьеры общего порядка. Во-первых, петрологический барьер в виде границы К, ограничивающий распространение гранитных пород на глубине от 8 до 30 км, в среднем на глубине 20 км. Ниже этого барьера не могли формироваться постмагматические газо-гидротермальные рудные месторождения гранитоидной формации, такие, как пегматитовые, альбититовые, скарновые и гидротермальные месторождения цветных, редких, благородных металлов и радиоактивных руд. Ниже этого барьера, в пределах "базальтового" слоя и глубже, возможно возникновение расплавных магматических месторождений базальтоидной формации. Во-вторых, геотермический барьер, определяемый верхней температурной границей эндогенного рудообразования. Постмагматические газо-гидротермальные месторождения образуются на регрессивной стадии постмагматического процесса при температурах ниже 600°C . При геотермическом градиенте $3-5^{\circ}\text{C}$ предельная глубина такой изотермы составляет 12–18 км. Это же относится и к продуктам дегазации магмы, к которым некоторые геологи причисляют, например, ртутные и сурьмяные образования. Магматические расплавные месторождения могут возникать при значительно более высоких температурах как выше, так и ниже геотермического барьера. В-третьих, структурный барьер, определяемый максимальной глубиной хрупких деформаций горных пород, необходимых для проникновения газо-гидротермальных рудообразующих флюидов постмагматического гранитоидного происхождения. По разным данным, хрупкие деформации могут появиться лишь в абиссальной зоне на глубине до 10–15 км и развиваться выше в гипабиссальной и приповерхностной зонах. Магматические месторождения базальтоидной формации формируются вследствие прорыва рудного расплава, иногда взрывного характера, с любой глубины как земной коры, так и подкоровой зоны и не контролируются структурным барьером.

Таким образом, эндогенные рудные месторождения с точки зрения ограничения их распространения на глубину могут быть разделены на две группы. К первой группе принадлежат магматические расплавные месторождения базальтоидной группы без геологических ограничителей глубины их формирования в интервале от подкорового пространства до земной поверхности. Ко второй группе относятся газо-гидротермальные месторождения гранитоидной группы и мантийной дегазации, глубина распространения которых ограничивается петрологическим, геотермическим и структурным барьерами при оптимальных условиях в 10–20 км.

В книге рассматриваются как эти общие условия глубинного распространения эндогенного рудообразования, так и частные характеристики. В качестве главных факторов, контролирующих вертикальную протяженность эндогенных рудообразующих систем,

рассматриваются положение источников рудообразующих компонентов в разрезе литосферы, тип эндогенной рудообразующей системы, динамика и длительность ее развития, генетическая и формационная принадлежность месторождений, геолого-структурная и физико-химическая обстановка их формирования. При оценке глубины распространения месторождений придается существенное значение исследованию структурных критериев и вертикальной зональности в составе руд и гидротермально-преобразованных вмещающих пород.

Анализ глубинности эндогенного оруденения выполнен для некоторых рудных провинций страны. Он осуществлен для метаморфогенных железорудных месторождений докембрия, в частности для Криворожского бассейна. С разных точек зрения эта проблема освещена для условий Урала и Казахстана. Определена связь рудных районов Алтае-Саянской области с ее глубинным строением. Описано глубинное строение сульфидных медно-никелевых месторождений Норильска и Печенги. Рассмотрена глубинность редкометального оруденения восточных окраин страны.

Книга не претендует на исчерпывающее раскрытие проблемы глубинности эндогенного оруденения, но она, как представляется, содержит достаточно ценный материал для прогресса наших знаний в этой области.

Академик *В.И. Смирнов*

*В.И. Казанский, Е.П. Малиновский, Г.Б. Наумов,
Д.О. Онтоев, Г.А. Тананасва*

ВЕРТИКАЛЬНЫЙ ДИАПАЗОН ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ И ФАКТОРЫ, ЕГО ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ

Проблема вертикального диапазона эндогенного рудообразования давно привлекает внимание геологов. Она имеет важное практическое значение для глубинного прогнозирования, поисков и оценки скрытых рудных месторождений и затрагивает широкий круг общих вопросов, таких, как строение и эволюция земной коры, положение и тип источника рудных компонентов; способ переноса рудного вещества, условия и механизм рудоотложения, глубина формирования и зональность месторождений, их послерудная тектоника, эрозийный срез. Различные ее аспекты рассматриваются во многих обобщающих работах [6, 7, 9, 12, 16, 18, 19, 29] и в специальных публикациях по отдельным регионам, генетическим и промышленным типам эндогенных рудных месторождений [1, 3, 4, 8, 15, 24, 25].

Тем не менее проблема в целом далека от своего решения по ряду причин. Одна из них — малая изученность на глубину даже самых крупных рудных районов. В настоящее время большинство рудных месторождений вскрыто буровыми скважинами и горными выработками до 1,0—1,5 км от поверхности и лишь немногие — до 2,5—3 км. Интерпретация геофизических наблюдений в дислоцированных и метаморфизованных толщах, насыщенных интрузиями, редко дает однозначные результаты; более того, эти наблюдения отражают современное состояние земной коры, а не те структуры, которые существовали в период рудообразования.

Последние достижения в области тектоники, геофизики, петрологии, геохимии, учения о полезных ископаемых меняют сложившиеся представления о строении и эволюции литосферы, свидетельствуют о тесной связи приповерхностных структур и процессов с теми геологическими явлениями, которые происходят в нижних слоях земной коры и в верхней мантии.

Обычно понятие вертикального диапазона эндогенного рудообразования относится к конкретным месторождениям, рудным телам или, вернее, к промышленным рудам. Однако они составляют лишь сравнительно небольшой интервал в общем вертикальном сечении эндогенных рудообразующих систем. Последние представляют собой совокупность источников рудных компонентов, путей миграции рудоносных расплавов или флюидов, подрудных и надрудных метасоматических и геохимических ореолов, собственно месторождений, а также генерирующих их магматических тел или метаморфических зон. Исходя из этого определения, понятием, адекватным горизонтальному сечению эндогенной рудообразующей системы в верхней ее части, следует признать генетическую совокупность рудных месторождений и проявлений одного рудного поля или района, относящихся к единой металлогенической эпохе.

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ПРОТЯЖЕННОСТЬ ЭНДОГЕННЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ

С генетических позиций эндогенные рудообразующие системы можно разделить на три основные группы — плутоногенную, вулканогенную и метаморфогенную. Между ними существуют переходные типы: вулканоплутоногенный, плутоно-метаморфический, метавулканогенный. Для некоторых рудных месторождений, например стратиформных

в осадочных породах, рудообразующие системы не всегда могут быть реконструированы в связи с неопределенностью их генезиса. За немногими исключениями фактические данные характеризуют только самые верхние части эндогенных рудообразующих систем, и поэтому вертикальный диапазон последних может быть оценен лишь на основе общих модельных построений.

В.И. Смирнов [22] показал, что источники эндогенных рудных месторождений имеют мантийное, внутрикоровое магматическое или внемагматическое происхождение и соответственно расположены на разных глубинных уровнях литосферы. В результате дальнейших исследований [19] среди подкоровых магматических источников выделены: I — первичная мантия (толеитовые магмы континентальных областей), II — истощенная мантия (толеитовые магмы океанических областей), III — обогащенная мантия (щелочная и кимберлитовая магмы). Согласно экспериментальным данным И.Д. Рябчикова [21], важное значение для рудообразования имели окислительно-восстановительные равновесия в мантии с участием флюидов. Уже в условиях верхней мантии флюидный массоперенос мог обеспечить значительное перемещение петрогенных, рудных и рассеянных элементов.

По данным В.В. Дистлера, О.А. Дюжикова и А.В. Тарасова [7], в Норильском районе изначально несмешиваемая сульфидная жидкость обособилась уже при плавлении мантийного субстрата. Более поздняя эволюция плутоногенной рудно-магматической системы определялась кинетической и гравитационно-кинетической дифференциацией расплавов на уровне коровых и близповерхностных структур, в которых сосредоточены интрузивы и рудные залежи. По результатам сейсмических и сейсмогеологических наблюдений в Норильском районе кристаллический фундамент расположен в 7–12 км ниже дневной поверхности, а поверхность Мохо — на глубинах 38–44 км. Единичные буровые скважины пересекают никеленосные массивы и вмещающие их платформенные отложения на глубину до 3 км. Таким образом, здесь прямыми наблюдениями охвачено менее 10% общего вертикального диапазона рудно-магматической системы и даже на верхних уровнях многие детали ее строения остаются не вполне ясными. Считается, что никеленосные интрузии размещаются в платформенном чехле ярусами. Однако сколько таких ярусов и чем они контролируются — неизвестно. Существуют различные предположения о том, откуда и каким способом перемещались рудоносные расплавы. Согласно одной из точек зрения, они могли двигаться в латеральном направлении на многие десятки километров.

А как обстоит дело с внутрикоровыми плутоногенными системами? Широкой известностью пользуется обобщенная модель системы интрузив—надинтрузивная зона, которую разработали Г.Н. Щерба и др. [26] на примере высокотемпературных редкометалльных месторождений Казахстана. Она базируется на сопоставлении многих вскрытых и детально изученных месторождений с учетом их эрозийного среза, охватывает по вертикали около 5 км, причем нижняя половина этого интервала приходится на интрузив, верхняя — на породы кровли. Модель раскрывает связи оруденения с магматизмом, положение месторождений в системе интрузив—надинтрузивная зона, физико-химические и термодинамические параметры рудообразования, последовательность постмагматических процессов, состав метасоматитов и др. Все многообразие редкометалльных месторождений сведено к трем основным типам, или уровням, рудообразования: внутриинтрузивному, интрузивно-надинтрузивному, надинтрузивному с количественной оценкой вертикального размаха оруденения для системы в целом (2000–2500 м) и для каждой формации в отдельности (от 150–200 до 600–800 м).

Следует, однако, заметить, что в этой модели возможность миграции источников рудоносных гидротермальных растворов не рассматривается. Между тем, по данным Е.П. Малиновского и Д.О. Онтоева [7], в Джидинском рудном поле формирование редкометалльного оруденения обусловлено динамической и рудогенерирующей активностью трех последовательно внедрявшихся интрузивных штоков, отвечающих поздним фазам мезозойского комплекса. Эти интрузии проникали по единой круто наклонной ослаб-

ленной зоне, но кристаллизовались на разных, все увеличивающихся глубинных уровнях. Продолжительность всего периода минерализации составляла 10–20 млн. лет, причем образование штокверковых молибденовых, штокверковых вольфрамовых и жильных вольфрамовых руд разделено внедрением аплитов, гранит-порфиров, сиенит-порфиров и гранитов. При этом для Первомайского молибденового штокверка геометрический гипоцентр динамических усилий реконструируется на глубине около 400 м, а общая протяженность гидроколонны оценивается в 1000 м. Предполагается, что источник Инкурского вольфрамового штокверка находился в 1,8 км ниже молибденового, а вольфрамовых жил Холтосона — еще на 2–3 км глубже. С учетом бокового смещения на 3–4 км длина наклонной гидротермальной колонны в последнем случае должна составить 10 км.

Геологические и генетические модели медно-порфировых систем и месторождений рассмотрены А.И. Кривцовым, И.Т. Макеевой [10], И.Г. Павловой [17], В.И. Сотниковым и др. [23]. Вслед за Р. Силлитоу многие исследователи в качестве главных элементов геологической модели медно-порфировых систем и месторождений выделяют следующие: интрузивную раму; породы главной интрузивной фазы; породы порфировой фазы; брекчиевые трубки, надстраивающие порфировые штоки по вертикали; вулканогенные образования, слагающие стратовулкан над интрузивами, с жерловой зоной, которая сообщается с брекчиевыми трубками; зоны гидротермально-метасоматических изменений.

В таких вулканоплутоногенных системах оруденение расположено на различных гипсометрических уровнях и обычно представлено: медно-порфировой минерализацией, которая тесно связана с порфировыми штоками, контролируется их эндо- и экзоконтактовыми зонами (включая брекчиевые тела) и развивается в зонах гидротермально-метасоматических изменений определенного состава; широкими ореолами пиритизации и пропилитизации, иногда включающими полиметаллические жилы; скарновыми залежами железных и медно-полиметаллических руд, появляющимися лишь в карбонатных породах интрузивной рамы; залежами самородной серы с марказитом и пиритом в кратерных зонах стратовулканов. В последние годы появляются данные о возможном нахождении в верхах подобных систем золото-серебряных, так называемых эпитермальных руд и о переходе с глубиной мощных жильных систем, несущих золоторудную и полиметаллическую минерализацию, в штоки с оруденением медно-порфирового типа.

Для объяснения природы медно-порфировых месторождений привлекаются две основные модели — магматическая и конвекционная. Согласно магматической модели охлаждающийся шток генерирует восходящий поток гидротерм, сменяющихся на поздних стадиях активизированными метеорными водами. Конвективная модель обеспечивается транспортирующими агентами за счет метеорных вод, вовлекаемых в циркуляцию и выщелачивающих из проницаемых вмещающих пород по крайней мере часть рудных компонентов. Общая вертикальная протяженность такой рудно-магматической системы обычно оценивается в 8–12 км. Следует отметить, что подобные представления не подкрепляются надежными геологическими доказательствами ни для системы в целом, ни для главных ее элементов. В частности, остается неясным важнейший параметр конвективной ячейки — ее вертикальный размер. Поэтому в США одной из главных задач программы глубокого континентального бурения в рудных районах является определение этого параметра на месторождениях Санта-Рита или Бингем [28].

В качестве примера метаморфогенной или, точнее, плутоно-метаморфогенной системы можно указать на предложенную В.А. Буряком [5] модель формирования метаморфогенно-гидротермальных месторождений золота. В отличие от постмагматических месторождений они образуются в процессе зонального метаморфизма и сопряженной палингено-метасоматической гранитизации под влиянием интрателлурических флюидов и локализируются в синклиниорных структурах, а в их пределах — в зонах расщепления, осложняющих антиклинали. Это свидетельствует о миграции рудоносных растворов по типу артезианских бассейнов. Соответственно рудолокализирующие зоны рас-

сланцевания рассматриваются как каналы разгрузки рудообразующих растворов, а окружающие приподнятые блоки высокометаморфизованных пород — как области генерации этих растворов. Считается, что рудообразующие компоненты поставлялись из различных областей: 1) из метаосадочных и магматических пород, расположенных в более глубоких зонах гранитизации и высокотемпературного метаморфизма; 2) из вмещающих пород и захороненных в них подземных вод; 3) из мантии в составе флюидов. При незначительной обогащенности рудовмещающих толщ рудогенными компонентами основные количества последних, как показывают рассчитанные балансы, поступали из зон высокотемпературного метаморфизма, метасоматической гранитизации или из мантии. При этом месторождения образуются в условиях зеленосланцевой фации в передней фронтальной части метаморфогенно-магматической колонны до внедрения палингенных гранитоидов и следующих за ними мантийных основных и ультраосновных интрузий. В современном эрозионном срезе данные части рудовмещающих синклиналиев, насыщенные гранитными интрузиями, расположены в 10–15 км ниже дневной поверхности. Следовательно, вертикальный диапазон таких систем составляет не менее 20 км, из которых на долю собственно рудных залежей приходится несколько сот метров.

Наибольшие трудности возникают при реконструкции субмаринных вулканогенных и метавулканогенных рудообразующих систем, поскольку в складчатых поясах обычно наблюдаются их разобщенные фрагменты. В этом отношении особенно показательны колчеданные месторождения цветных металлов, ассоциирующие с проявлением подводного базальтоидного вулканизма. Л. Бауман [2] рассмотрел их положение в геосинклиналях в свете тектоники плит и пришел к выводу, что они формируются в различной геотектонической обстановке, связанной соответственно с океаническим хребтом (Кипрский тип), внешней островной дугой (Бесси), внутренней островной дугой (Куроко), внутриконтинентальными аркогенными (Раммельсберг) и авлакогенными (Рио-Тинто) зонами. Для каждого из этих типов им предложены модели с оценками вероятных глубин водных бассейнов и тех уровней, на которых генерируются и локализируются рудные компоненты.

Таким образом, вертикальная протяженность эндогенных рудообразующих систем может меняться в широких пределах, прежде всего в зависимости от природы и положения источников рудных компонентов. Максимальные глубины (до 300 км) предполагаются для алмазосных кимберлитов. Глубина зарождения ультраосновной, основной щелочной магмы оценивается в 70–150 км. Хорошо известна приуроченность рудоносных ультраосновных—щелочных и расслоенных ультраосновных—основных массивов, а также алмазосных кимберлитов к жестким консолидированным блокам земной коры. Первые из них появились в начале протерозоя, когда континентальная кора достигла большой зрелости и на размытой поверхности архейских кратонов возникли протоплатформенные чехлы. Формирование соответствующих плутогенных рудообразующих систем было связано с изменением геодинамического режима, наложением новых тектонических импульсов на ранее стабилизированные структуры, возникновением магматических очагов на различных уровнях верхней мантии и подъемом мантийных расплавов в приповерхностные зоны земной коры. Рудоносные магматические комплексы центрального типа служили как бы связующим звеном с верхней мантией в областях тектоно-магматической активизации и континентального рифтогенеза на более поздних этапах геологической истории.

Для внутрикоровых плутогенных и вулканоплутогенных рудообразующих систем вертикальный диапазон оценивается в 5–15 км. Однако определить точные глубины зарождения внутрикоровых гранитоидных магм часто не представляется возможным. Геологические, петрологические и геохронологические данные свидетельствуют о существовании сиалической коры уже в раннем архее. Наиболее ранние гранитоидные системы интрузив—надинтрузивная зона с редкометалльными легматитами и высокотемпературными гидротермальными жилами появились 2,7–2,6 млрд.

лет назад на заключительных этапах формирования архейских супракрустальных поясов. Плутоногенные рудообразующие гранитоидные системы получили широкое развитие в фанерозе как в складчатых поясах, так и в областях тектоно-магматической активизации. Самые древние вулканоплутонические рудообразующие системы имеют возраст 1,3 млрд. лет. Максимальное их распространение также связано со складчатыми поясами и областями тектонической активизации. Внутрикоровые рудообразующие системы в отличие от мантийных преимущественно сосредоточены в менее консолидированных блоках земной коры, включающих каледонские, герцинские, альпийские складчатые пояса, а также активизированные платформы на рифейском и раннепалеозойском основании.

Многие исследователи объединяют поздние этапы развития складчатых поясов и явления тектоно-магматической активизации в единый режим орогенной эпиплатформенной активизации. Плутоногенные и вулканоплутоногенные гранитоидные рудообразующие системы считаются типоморфными для подобного эндогенного режима, а концентрические очаговые структуры рассматриваются как характерные проявления этих систем на поверхности.

В свете идей новой глобальной тектоники формирование некоторых вулканоплутоногенных систем связывается с явлениями субдукции на активных окраинах континентов. В качестве наиболее яркого примера обычно указывается пояс медно-порфировых месторождений Южно- и Северо-Американских Кордильер, однако для Казахстана и Средней Азии, где также известны месторождения этого типа, связь их с зонами субдукции не доказана.

Труднее всего оценить вертикальный диапазон метаморфогенных и плутоно-метаморфогенных рудообразующих систем, поскольку температуры и давления на одних и тех же глубинах могут резко меняться в зависимости от геотектонической обстановки и интенсивности тепловых потоков. Поэтому мы ограничимся замечанием, что метаморфогенное рудообразование начинается в условиях гипабиссальной зоны, достигает максимума в абиссальной, а отчасти проявляется также в ультраабиссальной зоне.

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ПРОТЯЖЕННОСТЬ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Основной практический интерес представляет не общий вертикальный диапазон рудообразования, а относительно небольшая его часть (в разрезе), в пределах которой формируются руды в промышленных концентрациях и количествах. Как правило, это восходящая ветвь системы рудообразования, приходящаяся на наиболее проницаемые верхние 5–10 км разреза земной коры. Величина вертикального диапазона промышленного оруденения (ВДО) — один из важнейших оценочных параметров рудной минерализации — колеблется в широких пределах в зависимости от геологических условий, генетического типа оруденения и других факторов.

Анализ и обобщение литературных данных и личных наблюдений авторов позволяют разделить все эндогенные месторождения в зависимости от наблюдаемого вертикального диапазона промышленного оруденения относительно современной дневной поверхности на пять групп, в которых ВДО соответственно: I — малый (от нескольких десятков метров до 0,2 км); II — средний (0,2–0,5 км); III — большой (0,5–1,0 км); IV — очень большой (1,0–2,0 км); V — уникальный (2,0–4,5 км).

В настоящее время отсутствуют статистические данные о частоте распределения месторождений различных генетических типов по ВДО. Однако представляется возможным в первом приближении дать предварительную оценку такого распределения для некоторых типов месторождений в процентах от общего числа месторождений определенного генетического типа: 1) преобладающее (60–70%); 2) умеренное (25–30%); 3) небольшое (3–10%); 4) очень небольшое (менее 3%).

Как правило, для месторождений каждого генетического типа характерно преобладание определенной группы вертикального диапазона. Так, например, в грейзеновых

редкометалльных месторождениях преобладает малый ВДО, умеренное распространение имеет средний, очень ограниченное — большой.

На подавляющем большинстве эндогенных месторождений наблюдается малый или средний вертикальный диапазон распространения промышленного оруденения. При этом выделяется сравнительно небольшая группа месторождений крупного и очень крупного размера, имеющих большой или очень большой ВДО.

Для определения верхней границы и глубины рудообразования, а также степени эрозионного среза месторождений обычно применяется метод геологической реконструкции палеоповерхности периода рудообразования по стратиграфическому разрезу вмещающих осадочных и осадочно-вулканогенных пород с учетом пострудной тектоники (И.П. Кушнарев, И.К. Брагин, А.А. Ельянов, Е.М. Эпштейн и др.). Иногда оценка вертикального диапазона оруденения дается просто по гипсометрическим уровням современного рельефа (В.В. Богацкий, Ф.Я. Корытов и др.). Этот метод хотя и представляется недостаточно корректным, но может быть использован в высокогорных районах с молодым резко расчлененным рельефом (Памир, Гиндукуш, Боливийские Анды и др.).

Следует отметить, что метод реконструкции палеоповерхности не является универсальным. Он достаточно удовлетворителен в складчатых областях фанерозоя, на древних платформах с пологозалегающим осадочным чехлом, в областях тектоно-магматической активизации фанерозоя, в пределах щитов и срединных массивов, особенно в рифтовых зонах с проявлениями вулканогенного и вулканоплутоногенного магматизма. На древних щитах в пределах архейских зеленокаменных поясов, в протогеосинклинальных поясах и в областях протоактивизации метод реконструкции палеоповерхности практически неприменим, поскольку толщи, служившие верхней границей (или "экраном") оруденения, обычно оказываются сложно деформированными или даже полностью эродированными. Поэтому для общих оценок ВДО эндогенных месторождений относительно палеоповерхности и межрегиональной корреляции глубин их образования можно ограничиться выделением пяти фаций глубинности: приповерхностной, гипабиссальной, мезоабиссальной, абиссальной и ультраабиссальной. В результате намечается определенная зависимость между глубиной рудообразования и ВДО: чем больше глубина формирования месторождений, тем больше ВДО в них, и наоборот. Эта закономерность хорошо подтверждается для месторождений, локализованных в зеленокаменных поясах архейских кратонов, в орогенных зонах складчатых областей и в областях тектоно-магматической активизации фанерозоя на древних щитах и платформах и складчатых зонах. Данная зависимость отчасти обусловлена тем, что вулканогенные месторождения, как правило, формируются на меньших глубинах, чем плутоногенные, и в целом характеризуются небольшим ВДО, хотя в некоторых приповерхностных и близповерхностных месторождениях, ассоциирующихся с вулканизмом, оруденение прослеживается до глубины 1–1,2 км, например в Средней Азии, США (Крип-Крик, Силвертон, Теллурайд).

Вертикальный диапазон оруденения в значительной степени зависит от общей геотектонической позиции месторождений, однако его определяют и локальные факторы, что можно проследить на примере месторождений олова.

Вертикальный диапазон оруденения касситерит-силикатной формации колеблется от 80 до 500 м, редко достигая 1000 м (Потоси в Боливии и др.). Минимальная протяженность оруденения характерна для месторождений, залегающих в пределах зоны эндо- и экзоконтактов интрузивных тел, максимальная — для месторождений, ассоциирующихся с дайками и расположенных на удалении от интрузивов. Месторождения касситерит-кварцевой формации имеют в целом меньшую протяженность оруденения на глубину, и ее максимальные значения (до 700 м) встречаются в месторождениях, приуроченных к многофазным штокам гранитоидов (Альтенберг, ГДР).

Значительные ВДО характерны для оловорудных месторождений областей орогенной активизации, особенно в случае большого возрастного отрыва оруденения от времени консолидации складчатых структур. Этим месторождениям свойственно длитель-

ное формирование, чередование магматических фаз и оруденения во времени, что указывает на сохранение благоприятного для рудообразования режима. Особенности минерального состава таких месторождений нередко указывают на участие в их формировании мантийного вещества.

Выклинивание рудных тел в их верхних частях сопровождается образованием зон вкрапленной штокверковой минерализации и концентрированным отложением рудного вещества (бонанцевые руды). С глубиной происходит уменьшение размеров жил и ритмичное снижение содержания олова. В корневых частях касситерит-сульфидных месторождений нередко главным минералом становится пирит, в касситерит-силикатных — кварц и турмалин; в касситерит-кварцевых появляются зоны калишпатизации. В надрудных зонах касситерит-сульфидных месторождений со значительным ВДО проявлены аргиллизация и окварцевание. В подрудных зонах увеличивается роль более щелочных метасоматитов (турмалинизация, биотитизация, калишпатизация).

В пределах многих рудных районов отчетливо наблюдается ярусная вертикальная зональность в размещении оруденения. Примером могут служить отдельные районы Средней Азии (Чаткало-Кураминский регион), минерализация которых связана с образованием наложенных сводов и имеет верхнекаменноугольный—пермский возраст. К нижним частям разреза (верхний протерозой) приурочены золото-кварцевые проявления, но большая часть месторождений региона сосредоточена на границе верхнекаменноугольного и нижнепермского структурных ярусов (медно-порфировые, золото-кварцевые, золото-сульфидные, полиметаллические, частично флюоритовые). К вулканитам пермского возраста приурочены редкометальные, флюоритовые, серебро-флюорит-полиметаллические и баритовые проявления.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЙ ДИАПАЗОН ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Влияние среды на возникновение аномальных по отношению к фону концентраций полезного компонента традиционно рассматривается либо в химическом, либо в физическом аспекте. С позиций литологического контроля оруденения вертикальный диапазон оруденения определяется глубиной залегания горизонта-осадителя. Физическая анизотропия рассматривается главным образом как фактор, определяющий интенсивность потока рудообразующих растворов. Роль этого фактора в распространении оруденения по вертикали остается неясной, так как зоны разрывных нарушений обычно уходят далеко за пределы собственно рудных интервалов, прослеживаясь как в подрудных, так и в надрудных областях.

Такой раздельный анализ уже нельзя считать оправданным. Современные данные по теории растворов электролитов показывают, что химические особенности гидротермальных растворов определяются не только растворимостью тех или иных минералов вмещающих пород, но и взаимодействием отдельных ионов внутри самого раствора, которое существенно меняется при изменении физических параметров его состояния. Не вдаваясь в детали этих зависимостей, рассмотренных в работах [12—14], отметим, что понижение температуры при постоянном давлении способствует увеличению кислотности раствора, а понижение давления при постоянной температуре смещает равновесие в сторону возрастания щелочности. Не остаются неизменными и окислительно-восстановительные свойства растворов. Так, соотношение активностей сульфидной и сульфатной серы в гидротермальной области может меняться на несколько порядков, причем максимум активности сульфидного иона приходится на интервал 100—200°С, уменьшаясь при более высоких и более низких температурах. Эта закономерность хорошо согласуется с генеральной последовательностью смены гидротермальных парагенезисов от кислородных высокотемпературных к сульфидным, а затем к сульфосолям и сульфатам.

Систематизация опубликованных сопряженных термических и барических измерений, выполненных для различных гидротермальных месторождений мира, показала,

что они занимают достаточно обширное поле на P - T диаграмме, ограниченное температурой 800°C и давлением 5 кбар. Однако для собственно рудных тел эти величины значительно ниже и обычно не превышают 500°C и 2,5 кбар. Остальная область представлена главным образом безрудными кварцем и другими жильными минералами. Включения, для которых $P > 5$ кбар, встречаются только в интрузивных и метаморфических породах. В этих включениях наблюдается постепенное уменьшение доли H_2O и увеличение количества CO_2 , CH_4 и N_2 . Другими словами, такие включения становятся более сухими, что, видимо, имеет определенное значение для гидротермального рудообразования.

Область наиболее интенсивного гидротермального рудообразования имеет общее склонение 4,7 бар/град, что в пересчете на литостатическую нагрузку дает термический градиент 57 град/км (реально измеренные термические градиенты колеблются в интервале от 5 до 200 град/км). При таком градиенте вся область формирования рудных месторождений не выходит за пределы глубины 7 км. Однако из этого не следует, что высокие значения T и P не могут быть встречены на значительно меньших глубинах. Так, для вольфрамовых месторождений, образующихся на глубине 0,8–2 км, зафиксирована широкая гамма давлений от 550 до 1600 бар [29], для настуран-молибденовых месторождений, формирующихся в эффузивно-осадочной толще на глубине не более 0,5 км, установлены давления флюида более 1000 бар [12]. Не исключено, что локальные участки пониженного, по отношению к среднему, флюидного давления могут встречаться и на глубине более 7 км.

В то же время имеющиеся термобарические измерения надежно устанавливают значительные колебания давления, происходящие на одних и тех же гипсометрических уровнях, в течение одной и той же стадии минерализации. Для многих месторождений установлены явления гетерогенизации (вскипания) растворов, преимущественно для главных продуктивных стадий. Все это показывает, что анизотропия термобарического поля является одной из характернейших черт гидротермального рудообразования [13].

Изменение химизма растворов при таких режимах весьма многообразно, однако здесь можно установить некоторые основные тенденции. Так, для среднего термобарического градиента 4,7 бар/град общее изменение кислотности будет выражено в последовательной смене зон от щелочных глубинных к кислотным и затем вновь к щелочным близповерхностным. При наличии в разрезе горизонтов пониженной проницаемости у их границ будет наблюдаться скачок значений pH , величина которого зависит от глубины положения горизонта. При этом перепад кислотности уменьшется с увеличением глубины и растет с приближением к поверхности. Такое изменение величины перепада потенциала кислотности (так же, как и скачка редокс-потенциала [14, 29]) является еще одной причиной, ограничивающей распространение оруденения на глубину.

Для крутопадающей зоны нарушений, характеризующейся повышенной проницаемостью, будет возникать разность химических условий между ее краевыми и центральными частями. Во всех случаях в сильнее нарушенных частях раствор будет несколько более щелочным, чем в периферических, за счет более быстрого падения давления. В "слепых" проницаемых зонах на больших глубинах эти отклонения будут минимальными, но быстро возрастут с приближением к поверхности. В зонах глубинных разломов, выходящих на дневную поверхность, градиент кислотности зависит от внутреннего строения самой зоны.

Таким образом, во всех случаях физическая анизотропия геологической среды будет вызывать химическую анизотропию потока гидротермальных растворов, причем вектор химических градиентов будет расположен по нормали к границе физически анизотропных сред, а его абсолютная величина возрастет с приближением к поверхности. Следовательно, история развития геологической структуры, происходящая на фоне термической истории развития конкретных территорий, непосредственно влияет на режим эндогенных флюидов, их химическую эволюцию, подвижность отдельных элементов, их

миграцию или отложение. С этих позиций относительная открытость геологических структур должна являться одним из важнейших факторов, влияющих на глубину положения и вертикальную протяженность зоны рудоотложения. Чем более открыта структура, при прочих равных условиях, тем на большей глубине могут находиться рудные тела.

ДИНАМИКА РАЗВИТИЯ ЭНДОГЕННЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ

Крупные рудные районы, поля или месторождения, как правило, образуются в течение длительного многостадийного или многоэтапного процесса, т.е. в связи с деятельностью длительно существующих эндогенных систем. Время функционирования таких систем может измеряться миллионами — несколькими десятками миллионов лет. Естественно, что в геологическом пространстве, занятом рудообразующей системой, за это время могут происходить и иные геологические процессы, ведущие к существенному изменению общей мощности разреза или к заметной перестройке внутреннего строения данного блока земной коры. В первом приближении здесь следует учитывать общее поднятие территории с энергичной поверхностной эрозией, глубокое погружение с формированием бассейна осадконакопления, накопление мощных вулканогенных толщ, тектоническое скупчивание, активизацию или, наоборот, затухание магматической деятельности и др. Возможны также дифференциальные вертикальные перемещения отдельных блоков, региональная складчатость или тектонические наклоны территории. В любом случае перечисленные геологические явления будут самым существенным образом влиять на изменение положения верхней и нижней границ эндогенной рудообразующей системы, менять направление оси и степени сосредоточения восходящего потока флюидов и, следовательно, приводить к деформации термобарического поля системы. Соответственно будет меняться и пространственное положение участков, по тем или иным причинам оказавшихся благоприятными для рудоотложения.

В природе возможны различные комбинации геологических явлений, приводящих к деформации эндогенных рудообразующих систем. Поскольку имеется определенная взаимообусловленность процессов перестройки земной коры, удастся наметить ряд типичных ситуаций, непосредственно влияющих на вертикальную протяженность распространения эндогенного оруденения.

1. Устойчивое воздымание территории с энергичной поверхностной эрозией при глубинном положении источника. Рудообразующая система в этом случае сжимается по вертикали, ранние рудные залежи могут эродироваться; контрастность среды снижается, проницаемость падает; потоки восходящих флюидов сосредоточиваются в зонах глубинных разломов. В таких условиях сохраняются от эрозии преимущественно более глубинные месторождения с большим или уникальным вертикальным диапазоном оруденения — ураноносные натриевые метасоматиты, малосульфидные золоторудные (Колар, Индия), отдельные медно-порфиновые, карбонатитовые месторождения.

2. Устойчивое прогибание с интенсивным осадконакоплением при глубинном положении источника. Рудообразующая система растягивается по вертикали, ее верхняя граница перемещается вверх по разрезу, переходя в новообразованные осадочные толщи, где становится возможным рудоотложение. Общая проницаемость среды растет, увеличивается ее контрастность. При наклоне пластов из-за значительной внутрипластовой миграции флюида верхняя часть системы деформируется. Разноэтапная минерализация оказывается сформированной на большом вертикальном интервале, может быть многоярусной. Примером могут служить многочисленные стратиформные месторождения (сульфидные полиметаллические, железорудные и др.), отдельные близповерхностные месторождения золота (Забайкалье), в широком плане также и медно-никелевые месторождения трапповых областей (Норильский район).

3. Накопление мощных вулканогенных толщ при внутрикоровом магматогенном источнике. Последовательное скачкообразное перемещение магматических очагов — источников рудообразующих флюидов вверх по разрезу. Рудообразующая система то

растягивается, то сокращается по вертикали, положение гипоцентра смещается и в плане. Проницаемость среды может резко изменяться, характерны структуры экранирования. Позднее оруденение формируется на все более высоких уровнях. Общая вертикальная протяженность распространения разнотипного, возможно, и разнотипного оруденения оказывается очень большой, характерна ярусная зональность. Это обширная группа месторождений вулканогенных поясов, в частности оловорудные месторождения Кавалеровского района в Приморье, Боливийская провинция, полиметаллические месторождения Средней Азии.

4. Постепенное снижение тектонической и магматической активности при стабильном положении дневной поверхности. Ситуация характерна для плутонических рудообразующих систем. В связи с постепенным, хотя и дискретным, опусканием магматических источников происходит разрастание рудообразующей системы по вертикали, расширение ее верхней части. Раннее и позднее оруденение может формироваться на одном или на разных глубинных уровнях, но поздние руды будут распространяться на большую глубину, особенно вдоль зон разломов. Протяженность оруденения по вертикали может быть большой, с ярусной зональностью. Эволюция рудно-магматических очагов в таких условиях происходит на различных глубинных уровнях при разных параметрах отщепления водно-солевых расплавов и флюидов, что приводит к возможности формирования месторождений различного генетического и формационного типа. Сюда можно отнести многие вольфрамовые, молибденовые, медно-порфировые и другие месторождения областей тектоно-магматической активизации — Клаймакс, Юред-Гендерсон, Бингем в США, Джидинское в Западном Забайкалье, ряд месторождений Центрального Казахстана и др.

Перечисленные ситуации далеко не исчерпывают возможные сочетания геологических обстановок периода существования эндогенных рудообразующих систем. Динамика изменения формы, вертикального размера и положения эндогенных рудообразующих систем в разрезе земной коры с неизбежной сменой во времени путей продвижения рудоносных расплавов и флюидов является не только непосредственной причиной локальной рудной зональности, но и ведет (в ряде характерных геологических ситуаций) к значительному увеличению вертикальной протяженности распространения промышленного оруденения. Особенно это приложимо к мощным, длительно функционировавшим рудообразующим системам крупных рудных полей и районов.

В настоящей статье мы не остановились еще на одном важном факторе, определяющем вертикальную протяженность эндогенного оруденения, — на влиянии послерудной тектоники и величине послерудного эрозионного среза. Этот вопрос более детально рассмотрен в ряде работ [11, 20, 25, 26 и др.]. Тектонические наклоны территории, участие рудных тел в складчатости, повторение рудоносных блоков в тектонических чешуях могут также привести к значительному увеличению наблюдаемого ныне вертикального диапазона распространения оруденения. Эрозионный срез, а в ряде случаев и послерудный метаморфизм способствуют его сокращению. Это всегда следует иметь в виду и сопоставление величин вертикального диапазона оруденения (например, для каких-либо генетических групп месторождений или для отдельных регионов) выполнять на основании палеореконструкций периода рудообразования.

ВЫВОДЫ

Распространение эндогенного оруденения в вертикальном разрезе земной коры определяется несколькими группами факторов. К числу главнейших необходимо отнести следующие.

1. Тип эндогенной рудообразующей системы, положение источника рудоносных флюидов в разрезе земной коры или мантии.
2. Мощность, относительная длительность и динамика развития эндогенной рудообразующей системы как следствие закономерно изменяющихся геологических, петрологических и термогидродинамических условий в данном блоке земной коры.

3. Генетическая, формационная принадлежность отдельных рудных тел или месторождений, глубинность их формирования, геолого-структурная и физико-химическая обстановка рудоотложения.

4. Послерудная геологическая история конкретных рудных полей и районов.

В настоящей статье затронута в основном научная сторона проблемы, тесно связанная с состоянием общей теории рудообразования. Важнейшее направление дальнейших исследований, на наш взгляд, заключается в строгой систематизации и глубоком совместном анализе всех перечисленных выше основных групп факторов распространения оруденения на глубину. В комплексном решении проблемы видится важнейший резерв обеспечения рудным сырьем народного хозяйства нашей страны на длительную перспективу.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баймухамедов Х.Н. Глубина образования и вертикальный размах эндогенного оруденения Тянь-Шаня. — Узб. геол. журн., 1980, № 3, с. 31–35.
2. Бауман Л. Положение сульфидных геосинклинальных месторождений в плитотектоническом цикле. — В кн.: Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985, с. 186–210.
3. Богацкий В.В. Вертикальная амплитуда эндогенного оруденения и оценка региональных перспектив. Красноярск: Кн. изд-во, 1970. 164 с.
4. Брагин И.К., Гольдшмидт Э.Х., Калабина М.Г., Малахов А.А. Глубины образования и вертикальный размах оруденения Чаткало-Кураминских гор (Средняя Азия). — Докл. АН СССР, 1966, 169, № 6, с. 1392–1395.
5. Буряк В.А. Метаморфизм и рудообразование. М.: Недра, 1982. 256 с.
6. Вертикальная зональность магматогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1984. 223 с.
7. Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений. М.: Наука, 1983. 236 с.
8. Ельников А.А., Моралев В.М. Глубины формирования и эрозийного среза массивов ультраосновных и щелочных пород Алданского щита. — Геология руд. месторождений, 1972, № 5, с. 32–40.
9. Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984. 490 с.
10. Кривцов А.И., Макеева И.Т. Рудообразующие процессы. М.: ВИНТИ, 1984. 148 с. (Итоги науки и техники. Руд. месторождения; Т. 14).
11. Кушнарев И.П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1982. 165 с.
12. Наумов Г.Б. Основы физико-химической модели уранового рудообразования. М.: Атомиздат, 1978. 213 с.
13. Наумов Г.Б. Режим эндогенных флюидов и его роль в гидротермальном рудообразовании. — В кн.: Геохимия и космохимия. М.: Наука, 1984, т. 11, с. 215–222.
14. Наумов Г.Б., Дорофеева В.А. Химическая природа эволюции кислотности эндогенных растворов. — Геохимия, 1975, № 2, с. 248–257.
15. Некрасов Е.М. Зарубежные золоторудные месторождения со значительным вертикальным размахом оруденения. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 3, с. 108–123.
16. Овчинников Л.Н., Баранов В.Д., Лутков Р.И. Вертикальный размах и зональность колчеданного оруденения Алтая, Урала и Кавказа. — Докл. АН СССР, 1974, 218, № 4, с. 938–941.
17. Павлова И.Г. Меднопорфировые месторождения. Л.: Недра, 1978. 275 с.
18. Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1984. 437 с.
19. Рехарский В.И., Коваленко В.И., Петровская Н.В. и др. Источники и условия мобилизации рудного вещества. — В кн.: Металлогения и рудные месторождения. М.: Наука, 1984, т. 12, с. 20–27.
20. Рундквист Д.В., Неженский И.А. Зональность эндогенных рудных месторождений. Л.: Недра, 1975. 222 с.
21. Рябчиков И.Д. Природа кимберлитовых магм. — Геология руд. месторождений, 1980, № 6, с. 18–26.
22. Смирнов В.И. Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 3, с. 3–17.
23. Сотников В.И., Калинин А.С., Берзина А.П. Генетическая модель медно-молибденовой формации. — В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1983, т. 1, с. 112–126.
24. Фролов А.А. Структура и оруденение карбонатитовых массивов. М.: Недра, 1975. 160 с.
25. Щелов А.Д. Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1980. 430 с.
26. Щерба Г.Н., Лаумулин Т.М. и др. Геолого-генетические модели главных типов эндогенных редкометалльных месторождений Казахстана. — В кн.: Генетические модели эндогенных формаций. Новосибирск: Наука, 1983, т. 1, с. 3–14.

27. Эпштейн Е.М., Кабаньков В.Я. Глубина формирования и рудоносность массивов ультрамафитов, ийолитов и карбонатитов. — Сов. геология, 1984, № 8, с. 85–98.
28. Continental Scientific Drilling Program. National Academy of Sciences. Wash. (D.C.), 1979, p. 106–130.
29. Thomas R. Ergebnisse der termobarogeochemischen Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen in Mineralen der postmagmatischen Zinn–Wolfram–Mineralisation der Erzgebirges. — Freiburger Forschungshefte. C. 370. 1982. 85 s.

УДК 553.2 : 550.834

Ф.А. Летников

ЗРЕЛОСТЬ ЛИТОСФЕРНЫХ БЛОКОВ И ПРОБЛЕМЫ ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

На основе многочисленных аналитических данных по распределению в горных породах петрогенных, рудных и флюидных компонентов, а также физико-химических моделей эндогенных процессов, нами ранее [11, 12] было сформулировано представление о различной степени зрелости литосферы, суть которого заключается в следующем.

Как известно, в основе всех геологических концепций о развитии Земли как космического тела лежат представления о ее дегазации и выносе из ее недр в верхние горизонты литосферы значительных масс вещества. Идеи об эволюционном развитии Земли подразумевали и изменения стиля эндогенных процессов [3], в частности режима дегазации, но для обоснования последней гипотезы не было необходимых аналитических данных.

Обширный банк флюидных анализов (более 17 000 проб), выполненных по единой методике в лаборатории экспериментальной и теоретической петрологии Института земной коры СО АН СССР, позволили нам провести сопоставление однотипных пород во временном интервале 2,8 млрд. — 30 млн лет [11]. В выборку включались только пробы, охарактеризованные шлифами, при просмотре которых учитывалась степень сохранности породы и наложение последующих метасоматических процессов. Кратко остановимся на результатах наших исследований.

В отличие от прежних представлений флюидный режим эндогенных процессов во все геологические эпохи не постоянен, и на рубеже раннего и позднего архея, архея и протерозоя в глобальном масштабе произошла смена восстановительного флюидного режима на окислительный [11, 13]. Вся история развития Земли как космического тела знаменовалась отступлением в глубь мантии фронта восстановительных флюидов, что в целом соответствовало уменьшению геотермического градиента и увеличению мощности литосферы. Это очевидно при сопоставлении мощности океанической коры (70–80 км) с довольно высоким геотермическим градиентом континентальной (150–200 км), где значения T -градиента минимальны.

Судя по флюидным анализам, на фоне снижения температуры верхней мантии здесь одновременно нарастала доля H_2O ; такой процесс как бы компенсировал убыль тепловой энергии и создавал возможность для плавления горных пород. Это же обстоятельство во многом предопределило специфический состав архейских гранулитовых комплексов, поскольку в восстановительных условиях при самой ранней гранитизации в истории Земли были устойчивы дупироксеновые и пироксен-гранатовые ассоциации. Смена восстановительного флюидного режима на сугубо окислительный обусловила развитие парагенезисов амфибол-биотит-мусковитового типа и развитие эндогенных процессов на базе существенно водных флюидных систем. Таким образом, в геологической истории Земли установлена инверсия флюидного режима эндогенных процессов с существенно восстановительного на окислительный.

Как известно, основой всех флюидных систем являются углерод и водород. На их базе возникают соединения с O, S, Cl, F, N, Br, B, I и др., формируя эндогенные флюидные

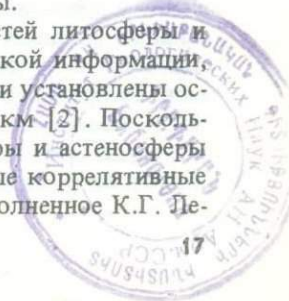
4618

системы. Поэтому весьма информативным оказалось сопоставление мольных количеств углерода и водорода во флюидах. Нами было установлено [11, 13], что в архее и протерозое все эндогенные флюидные системы, как мантийные, так и коровые, характеризовались очень близкими значениями Н/С отношений, т.е. имели один тип флюидных систем, при различных уровнях их окисленности в зависимости от условий формирования тех или иных пород. Из кайнозойских пород по этому параметру близки базиты и гипербазиты, но от них резко отличаются граниты. Если для архея и протерозоя в общепланетном масштабе можно говорить о едином типе флюидов для всех пород, то в палеозое намечается различие между базитами и гипербазитами и особенно резкое — между ними и гранитами. Вместе с тем локально нередко устанавливается единство флюидного режима мантийных и коровых магматических пород, подчеркивая "сквозной" характер флюидных эндогенных систем [14].

В рассматриваемом возрастном интервале отмечается однонаправленное возрастание Н/С отношения во флюидах для ультраосновных, основных и кислых пород, т.е. с течением геологического времени происходило истощение верхней мантии по углероду и отступление "углеродного" фронта в глубь мантии. Это привело к тому, что богатые углеродом мантийные расплавы в фанерозое могли генерироваться только в областях высоких давлений, где устойчивы алмаз и другие высокобарные минералы. Возможно, поэтому не обнаружены древние кимберлитовые трубки, ибо в ранние эпохи высокоуглеродистые магмы генерировались в верхних слоях литосферы, где по $P-T$ условиям алмаз образоваться не мог. Столь же очевидна связь массивов карбонатитов и кимберлитовых трубок с региональными глубинными разломами, дренирующими уровень высокоуглеродистых магм, генерация которых, по разным оценкам, происходила на глубинах 120–200 км [5]. Это позволило нам выделить по признаку обогащения конечных продуктов магматической деятельности углеродом специфические тектонические S -структуры, глубоко дренирующие верхнюю мантию, с которыми связаны массивы карбонатитов и кимберлитов [11, 13]. Следовательно, по мере старения Земли и формирования литосферы произошла инверсия флюидного режима по Н/С отношению, особенно четко фиксируемая на рубеже архея и протерозоя. Тенденция перемещения "углеродного" фронта в нижние горизонты верхней мантии привела к обеднению углеродом флюидов, генерируемых в верхней мантии и коре выше уровня этого фронта.

Судя по многочисленным экспериментальным данным и петрологическим концепциям, наличие зоны низких скоростей в основании литосферы обусловлено частичным плавлением ультраосновных пород [2]. Поскольку температура солидуса горных пород в изобарно-изотермических условиях зависит от содержания флюидной фазы, особенно H_2O , F , Cl , B , а также щелочей, то, исходя из рассмотренной выше флюидной модели формирования литосферы, вполне определенно можно говорить о флюидной природе астеносферного слоя, подстилающего литосферные блоки. Так, Б. Уиндли и Ф. Девис [18] на основании изучения архейского вулканизма в поясе Абитаби пришли к выводу, что 2,7–2,8 млрд. лет назад толщина литосферы достигала 80–90 км, т.е. была примерно в 2 раза меньше мощности современной литосферы. Исходя из этих данных и полагая, что астеносферный слой имеет в основном флюидную природу, отступление его верхней границы обусловлено дегазацией Земли и "осушением" мантийного субстрата за счет выноса флюидных и ряда петрогенных компонентов в верхние горизонты литосферы. Таким образом, исходя из положения верхней границы астеносферного слоя и его мощности, можно говорить об относительной древности такого литосферного блока (уровне его зрелости) как геодинамической тектонической единицы.

В этом плане представляется интересным сопоставление мощностей литосферы и астеносферы с возрастом литосферы. С использованием геофизической информации, полученной посредством сейсмологических исследований и МТЗ, были установлены основные физические свойства вещества астеносферы до глубины 300 км [2]. Поскольку количество надежных натурных определений мощности литосферы и астеносферы ограничено, то для вычислений можно использовать достаточно тесные коррелятивные связи между этими величинами и мощностью теплового потока. Выполненное К.Г. Ле-



ви и С.В. Лысак [8] сопоставление данных по мощности сейсмической литосферы (L_c), сейсмической астеносферы (A_c) с плотностью глубинного теплового потока (q) позволило определить характер эмпирических зависимостей между названными величинами. Так, мощность сейсмической астеносферы под континентами описывается уравнениями вида

$$\ln A_c = (0,22q + 2,8) \pm 0,51 \text{ км}; \quad (1)$$

$$q = (2,4 \ln A_c - 3,3) \pm 1,7 \text{ Вт/м}^2 \quad (2)$$

при $r = 0,73 \pm 0,09$.

Из уравнения (2) очевидно, что q возрастает с увеличением A_c , что связано с уменьшением мощности перекрывающей ее литосферы, а отчасти с повышением T самой астеносферы. Из анализа уравнений следует, что с увеличением мощности литосферы мощность астеносферы уменьшается. Полученные расчетным путем зависимости находятся в полном соответствии с рассмотренной выше флюидной моделью эволюции Земли и флюидной природой астеносферного слоя. Действительно, вынос в земную кору из мантии флюидных и некогерентных элементов должен приводить к ее истощению по этим компонентам и кристаллизации пород, из которых эти компоненты выносились. В итоге это обусловит увеличение мощности литосферы и отступление вглубь верхней границы астеносферы при уменьшении ее мощности. С другой стороны, поскольку растворимость (содержание) флюидных компонентов в твердой породе значительно ниже, чем в эквивалентном ей расплаве, то перед фронтом кристаллизации должна нарастать концентрация флюидных и некогерентных элементов. Чем более длителен этот процесс и чем меньше мощность астеносферы, тем она богаче флюидными и некогерентными элементами. Иными словами, в отношении рудогенерирующей способности астеносферного слоя существует прямая зависимость: чем древнее астеносфера, тем она богаче рудными, флюидными и некогерентными элементами. Исходя из эволюционной схемы флюидного режима Земли, рассмотренной выше, очевидно, что астеносфера архейского возраста наиболее богата соединениями углерода, щелочами и рудными компонентами широкого спектра.

Отступление астеносферы на глубину обуславливает повышение жесткости надастеносферного слоя, переход его в литосферу и увеличение глубины проникновения разломов на нижние горизонты литосферных блоков — до ее астеносферы.

Из рассмотренной модели очевидно, что чем длительнее и интенсивнее массоперенос флюидных и некогерентных элементов в земную кору, тем меньше мощность астеносферы. Сопоставление возраста геологических блоков и мощности астеносферы под ними указывает на наличие отчетливой зависимости — чем древнее геологический блок, тем меньше под ним мощность астеносферы (рис. 1).

Поскольку дегазация мантии сопровождалась выносом K , Si , Na , H_2O и протекала в планетарном масштабе непрерывно от раннего архея до кайнозоя [3] и, как отмечено нами ранее [11, 13], этот процесс должен привести к обеднению мантийного подкорового субстрата щелочами и кремнеземом. Учитывая объемы кислых пород (гранитоидов и гнейсов) в коре, можно полагать, что им будет отвечать эквивалентная мощность дегранитизированной верхней мантии. Ниже какого-то определенного для каждого региона уровня следует вновь ожидать в мантии повышения содержания щелочей и флюидных компонентов, а возможно, и кремнезема. Позднее этот тезис был наглядно проиллюстрирован на примере базальтов [1].

Если сделанные ранее выводы об отступлении в глубь мантии "углеродного" и щелочного фронтов находят геологическое подтверждение в приуроченности ультраосновных щелочных пород, карбонатитов и кимберлитов к зонам наиболее глубинных разломов, то предположение об истощении дегранитизированной мантии по кремнезему геологически не доказано, хотя находки в кимберлитах стишовита и коэсита [5], возможно, и указывают на появление форм свободного кремнезема в зонах генерации соответствующих расплавов. Однако по анортозитовой модели древнейшими породами Земли

и Луны являются габбро-анортозиты и связанные с ними высокоглиноземистые базальты (с возрастом более 4 млрд лет). В таком случае, если Земля первоначально имела анхианортозитовую оболочку, то в течение нескольких миллиардов лет она потеряла большую часть щелочей и кремнезема и трансформировалась в породы базальтоидного ряда, которые и подстилают земную кору, сложенную преимущественно более кислыми разностями.

Исходя из рассмотренных зависимостей вводится понятие о зрелости литосферы, определяемое в первую очередь интенсивностью и длительностью эндогенной дебазификации ее верхней части и фиксируемой как гранито-гнейсовая кора, степенью истощения мантии ниже поверхности М, и как следствием этого процесса — обратным соотношением мощностей литосферы и астеносферы.

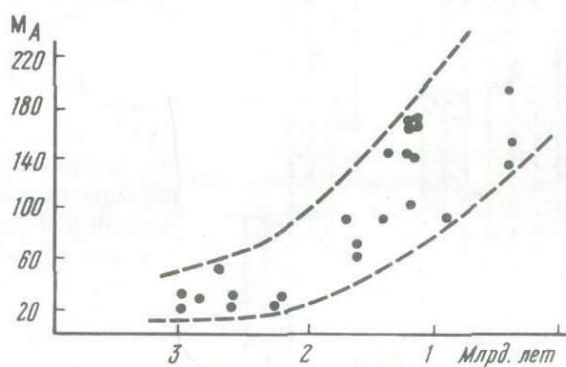


Рис. 1. Зависимость мощности астеносферы (M_A) от возраста литосферного блока

Тектоническая активизация зрелого литосферного блока может привести к тому, что флюидные компоненты мигрируют вдоль региональных зон повышенной проницаемости, достигающих астеносферного слоя. Следствием такого явления будет флюидизация субстрата, его частичное плавление и воздымание астеносферных выступов (зон) в массе относительно холодной литосферы. На пользу подобного подхода указывает интенсивная флюидная деятельность в зонах рифтогенеза в пределах зрелых литосферных блоков. Исходя из сделанного вывода о флюидной природе астеносферы тезис о различной зрелости литосферных блоков представляется достаточно обоснованным. Для зрелого литосферного блока характерно неоднократное проявление процессов гранитизации и гранитообразования, что находит выражение в широком развитии гранито-гнейсовых куполов и почти полной дебазификации верхних частей коры. Для блоков также свойственно проявление полихронных процессов метаморфизма и развитие наиболее глубоких производных мантийного магматизма — ультраосновных, ультраосновных-щелочных, щелочных пород, кимберлитов и карбонатитов. Как указывалось выше, зрелые литосферные блоки характеризуются мощной литосферой и минимальными мощностями астеносферы.

Введение в геологическую науку Д.С. Коржинским [6] и Ю.А. Кузнецовым [7] представления о мантийной природе гранитизирующих флюидов в дальнейшем было многократно подтверждено и получило самое широкое признание.

Применение методов газовой хроматографии для анализов флюидных компонентов, заключенных в горных породах, позволило с принципиально новых позиций подойти к оценке масштабов флюидного переноса из мантии в земную кору. Изучение флюидного режима образования фанерозойских магматических пород Забайкалья дало основание прийти к выводу о единой направленности эволюции флюидного режима базитовых и гранитоидных магм [14]. Обращает на себя внимание почти полное совпадение эволюции флюидного режима в параллельных возрастных рядах базитов и гранитоидов на протяжении длительного промежутка времени (палеозой — ранний мезозой), охва-

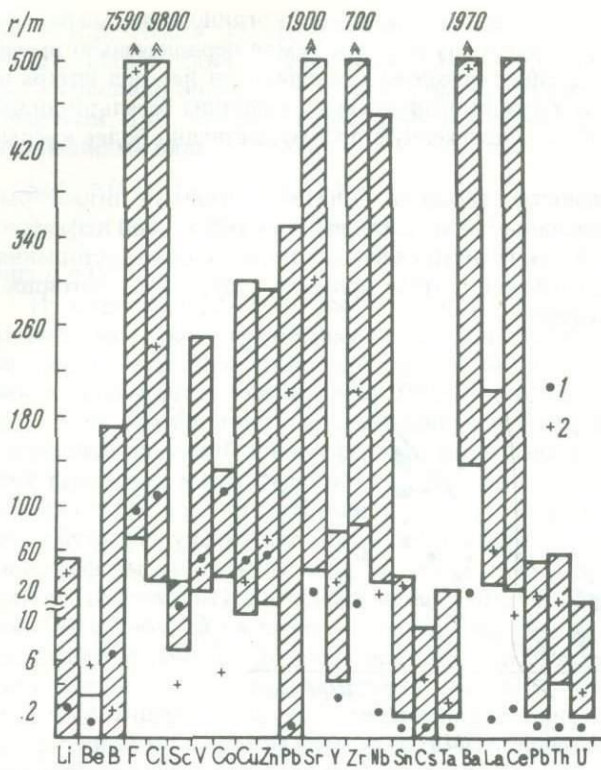


Рис. 2. Диапазон содержания редких и рассеянных элементов в кимберлитах (косая штриховка), средние содержания в ультраосновных породах (1) и гранитоидах (2)

тывающего не менее четырех циклов магматической деятельности. Если учесть, что гранитоидные магмы формировались в пределах земной коры, а базальтоидные — в верхней мантии, то имеющиеся данные свидетельствуют о сходном флюидном режиме магматических очагов, расположенных на разных уровнях, т.е. о "сквозном" характере флюидов. Сравнение вариационных кривых содержаний K_2O с вариационными кривыми, построенными для флюидных компонентов, обнаруживает прямую связь калия и в базитах, и в гранитоидах со степенью окисленности флюидов. Особенно отчетливо эта связь проявлена в базитовом ряду для K_2O и CO_2 . Подобное геохимическое родство калия и углерода од-

нозначно фиксировалось нами ранее для широкого спектра магматических пород и особенно четко прослеживается в ультраосновных—щелочных комплексах с карбонатитами.

В последние годы появляется все больше работ о локальном проявлении в мантии метасоматических процессов, что в целом соответствует дискретности распределения флюидных компонентов в этих условиях. Свидетельством метасоматоза в одних случаях является карбонатизация [15], в других — появления метакристаллов амфиболов и слюд [16], при этом подчеркивается, что домагматический метасоматоз в базальтовой матрице с образованием слюд и других минералов в мантии происходил под воздействием углекислых флюидов и приводил к формированию магматических очагов, в которых выплавлялись щелочно-базальтовые и калиевые магмы [15]. Таким образом, еще раз подчеркивается тесная связь калия и углерода, что дает основание, опираясь на рассмотренную нами модель эволюционного развития литосферы, полагать вслед за упомянутыми выше авторами, что мантия, как и кора, в значительной мере подвержена метасоматозу, который часто предшествует плавлению. По отношению к астеносферному слою литосфера (включая верхнюю мантию и земную кору) является пассивным субстратом, в котором под воздействием флюидного массопереноса преимущественно из астеносферного слоя развиваются метасоматические явления, выплавляются магмы и возникают автономные рудоносные системы.

Если исходить из рассмотренной выше модели формирования астеносферного слоя, то очевидна тенденция обогащения его флюидными, многими рудными и некогерентными элементами. В свою очередь, верхняя мантия будет обеднена этими компонентами за счет выноса их в земную кору. Иными словами, между двумя обогащенными зонами — астеносферой и корой — расположен истощенный слой верхней мантии. При этом очевидно, что чем древнее астеносфера, чем раньше она начала формироваться и чем меньше ее мощность, тем она должна быть более обогащенной флюидными (углеродными) и некогерентными элементами. Исходя из петрологических построений и наличия высоко-

барных минералов, общепринятой считается точка зрения о формировании кимберлитовых, карбонатитовых и ультраосновных—щелочных магм на максимальных глубинах литосферы — от 120 до 200 км. Поэтому в силу обогащения их флюидными компонентами, такими как CO_2 , CH_4 , CO и H_2 , эти расплавы можно рассматривать как производные астеносферного слоя, особенно кимберлиты. В литературе уже обращалось внимание на аномально высокие концентрации многих рудных компонентов в кимберлитах и ультраосновных—щелочных породах.

На рис. 2 приведены средние содержания многих рудных, редких и рассеянных компонентов в кимберлитах и ультраосновных породах [5], с одной стороны, и в гранитах — с другой [3]. Из анализа рис. 2 следует, что во всех случаях верхние границы, а часто и средние значения содержаний рассматриваемых элементов в кимберлитах выше, чем в гранитах и ультраосновных породах. В ультраосновных породах содержания минимальны за исключением В, Sc, V, Cu, Co (а также Cr и Ni, которых нет на графике), количество которых в ультраосновных породах больше, чем в гранитах.

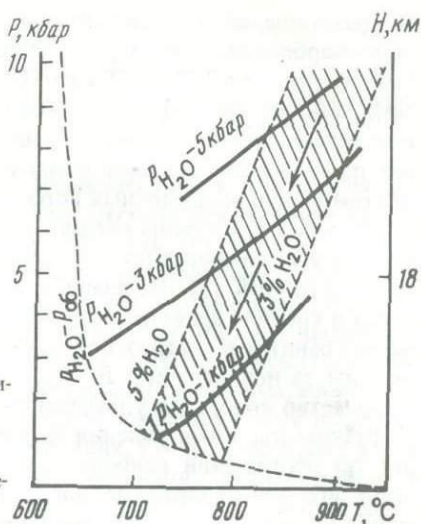
Результаты сопоставления со всей очевидностью подтверждают развиваемый нами тезис об обогащении наиболее глубоко залегающего и более древнего астеносферного слоя, ибо кимберлитовые магмы генерировались в основании архейских литосферных плит. Отсюда становится понятной тесная приуроченность многих месторождений к древним консолидированным блокам земной коры, когда возраст оруденения изменяется от протерозойского до мезозойского. С высокой долей уверенности можно полагать, что флюидные рудоносные системы, сформировавшие эти месторождения, генерировались в астеносферном слое и поступали в верхние горизонты литосферы по глубинным разломам. Связь определенного типа оруденения с магматическими породами разного состава будет определяться составом исходной матрицы, в которой будут протекать эти процессы.

Как уже подчеркивалось выше, формирование зрелой литосферы сопровождается интенсивным выносом в ее верхние горизонты флюидных и гранитизирующих компонентов, что приводит к образованию "гранито-гнейсового" слоя. Наиболее распространенной формой проявления гранитизации является формирование гранито-гнейсовых куполов, идущее с приращением объема. Последующее расплавление гранитизированного субстрата также сопровождается приращением объема, что приводит к интрузии части расплава во вмещающие породы. Интенсивность проявления гранитизации определяет различную зрелость гранито-гнейсовых куполов — от чисто гнейсовых до куполов, перешедших в гранитные массивы. Такой механизм универсален, и он действовал от раннего архея до кайнозоя [10]. Гранитизация является процессом подготовительным по отношению к последующему плавлению, которое может и не реализоваться в зависимости от уровня зрелости изначальной структуры и от геодинамического режима литосферного блока. На рис. 3 представлены результаты достаточно приближенного сопоставления по Восточно-Сибирскому и Казахстанскому регионам объемов гранитизированных пород и выплавившихся из них гранитоидных расплавов. Очевидно широкое проявление процессов плавления в архее, и, как подчеркивают многие исследователи, это может быть объяснено высоким тепловым потоком. Для протерозоя темп плавления снижается и этот процесс доминирует в палеозое и мезозое. При этом плавление является и в более древних гнейсовых или гранито-гнейсовых толщах, когда гранитизация резко угнетена по сравнению с магнеобразованием. Поскольку даже после прекращения гранитизации из-за меньшей плотности по отношению к окружающим породам гранито-гнейсовые купола продолжают "всплывать" до установления изостатического равновесия с субстратом, то это должно привести к широкому проявлению процессов плавления в недрах куполов [9]. Схематически эта ситуация отображена на рис. 4 и суть ее заключается в следующем. Как известно, при прочих равных условиях со снижением общего давления ($P_{\text{общ}}$) происходит уменьшение T солидуса силикатных расплавов (даже тогда, когда $P_{\text{общ}} > P_{\text{H}_2\text{O}}$). Поэтому, если взять фрагмент из P - T диаграммы состояния гранитной системы (см. рис. 4) и ограничить его областью 3–5% H_2O ,



Рис. 3. Соотношение гранитизированных пород (1) и гранитоидных магм (2)

Рис. 4. P - T диаграмма эволюции фрагмента гранитной системы при частичном снижении давления



отождествив его с реальной алюмосиликатной породой, то по мере "всплывания" блока гранитизированных пород (направление стрелок на рис. 4) будет иметь место снижение T плавления гранитоидов.

В силу проявления этого эффекта для наиболее зрелых литосферных блоков будет характерно региональное развитие гранитоидов палеозойского и мезозойского возраста, выплавившихся из более древнего гнейсового субстрата. Наглядной иллюстрацией этого тезиса является "панкаледонская гранитоидная активизация" [9], свойственная докембрийским литосферным блокам.

Таким образом, эквивалентом зрелости литосферных блоков является зрелость процессов гранитообразования в коре, их завершенность, приводящая к почти сплошной дегазации верхних частей коры. Чем длительнее гранитизация данного участка земной коры, тем более зрелые купола развиты на нем, при этом критериями зрелости являются степень раскисления первичного субстрата, большие объемы гранитизированных пород и высокая степень воздымания купола по отношению к исходному состоянию.

Поскольку металлогения гранито-гнейсовых куполов нами детально рассмотрена ранее [9, 10], здесь отметим не менее важный в металлогеническом отношении аспект формирования околкупольных депрессий, в которых образуются многие стратиформные, а на более поздних этапах и гидротермальные месторождения Fe, Cu, Pb, Zn, Au, Ag и других металлов. Металлогения пары купол-околкупольная депрессия во многом определяется степенью зрелости конкретного литосферного блока [10].

В таблице даны в краткой и схематичной форме петролого-металлогенические особенности различных уровней зрелости литосферы, где отражены наиболее характерные черты эволюции литосферных блоков. Необходимо отметить, что инструментальных данных по одновременному определению мощностей литосферы и астеносферы мало и иногда они охватывают целые регионы. Такое усреднение в пределах всей Африки, Австралии или Канады делает их малоинформативными, ибо эти древние щиты гетерогенны и подвергались более поздней термальной активизации и деструкции.

Если рассматривать процесс активизации литосферы в первую очередь как повышение теплового потока вдоль сравнительно узких зон или в пределах отдельных ореолов, то очевидно, что для объяснения этих явлений нет необходимости привлекать столь широко распространенную идею "всплывания" астенолитов для этого длительного проявления флюидного потока из недр мантии в литосферу. Исходя из этого хорошо объясняется подъем верхних границ астеносферы в областях тектоно-магматической активизации.

Петролого-металлогеническая характеристика различных уровней зрелости литосферы

Петролого-металлогеническая характеристика	Этапы		
	ранний	средний	поздний (зрелая литосфера)
Мощность, км литосферы	80–120, 70–90, 60–110	110, 100, 70, 120	135–145, 220, 220–180, 150–170
астеносферы	160–170, 140–160, 140	100, 100, 90, 90	20–30, 30, 20–30, 20–30
Базит-гипербазитовый магматизм	Толеитовые базальты, протрузии (?) ультраосновных тел	Толеитовые и щелочные базальты, габбро, габбро-пироксениты, щелочные габброиды с подчиненным развитием карбонатитов	Кимберлиты, карбонатиты, ультраосновные–щелочные породы, базит-гипербазитовые расслоенные интрузии, траппы, лампронты
Гранитоидный магматизм	Не проявлен	Плагиограниты, гранодиориты, монзониты, эндербиты и чернокисты (?)	Биотитовые граниты, аляскисты, граносиениты, колумбитоносные граниты, редкометалльные граниты, чернокисты (?)
Региональный метасоматоз	Слабые и рассеянные зеленокаменные преобразования	Преобладает Na-Si метасоматоз и сопряженный с ним Fe-Ca-Mg	Преобладает K-Si метасоматоз, в меньшей мере Fe-Ca-Mg, типичны зоны с F-метасоматозом
Оруденение, связанное с базит-гипербазитовым магматизмом	Хромиты, колчеданные залежи	Ni-Cu-Pt-Co в связи с базит-гипербазитовыми интрузиями, Hg-Sb-Ag в вулканитах	Алмазы, Ta-Nb-U-TR-Th оруденение в карбонатитах, Ni-Cu-Co-Pt в связи с расслоенными интрузиями и коматититами
Оруденение, связанное с процессами гранитообразования (в том числе купола и межкупольные прогибы)	Нет	Железистые кварциты, скарновые месторождения Fe, стратиформные месторождения Au, Pb, Zn, Cu, U	Ta-Nb-Be-Sn-TR-W-Mo-Bi в связи с ультракислыми гранитами; Au, U, Th в связи с гранито-гнейсовыми куполами; Fe, Cu, Zn, Pb, Au, Mn, U, P в околокупольных депрессиях
Оруденение, связанное с зонами региональных метасоматитов	?	Золото-полиметаллическое оруденение в связи с зонами окварцевания и Na-Ca метасоматоза	Редкометалльная минерализация (Ta, Nb, Be, TR, U, Th) на уровне амфиболитовой фации; Au, Pb, Zn, Ag, Sb – в зеленосланцевой

С точки зрения металлогенического анализа формирование колчеданных месторождений убедительно коррелируется с аномально широким проявлением на достаточно зрелой литосфере корово-мантийного вулканизма. В качестве примера можно привести Рудный Алтай, где, по геофизическим данным [4], устанавливается аномальная температура на уровне поверхности $M \sim 1000^\circ\text{C}$ и минимальная мощность литосферы – около 75 км. Если увязать эти данные с широким проявлением здесь герцинского вулканизма [17], то в настоящее время геофизическими методами фиксируется отступление флюидно-теплового потока на глубину спустя 150–200 млн. лет после его максимальной активности. Последняя выразилась в деструкции каледонской и протерозойской консолидированной коры, исключительном по масштабу проявлении корового и мантийного магматизма, что обусловило здесь формирование широкого спектра разнообразных месторождений. Таким образом, оперируя современными геофизическими данными по

глубинному строению литосферы, необходимо учитывать ближайшую термальную историю данного блока, где в продуктах магматической или метаморфической деятельности может быть зафиксирована стадия термальной активизации структуры.

Возвращаясь к таблице, необходимо заметить, что по мере повышения зрелости литосферы растет эндогенная пассивность коры и верхней мантии и возрастает роль астеносферного слоя как главного носителя тепловой энергии, флюидов и рудных компонентов, поступающих в литосферу по глубинным разломам. Анализ этих данных позволяет считать, что введение понятия о различной зрелости литосферы дает возможность расширить рамки наших представлений о взаимосвязи процессов формирования эндогенных месторождений в верхних горизонтах литосферы с состоянием вещества в ее основании. В этом плане появляется возможность увязать петрологические, геохимические, геофизические и металлогенические данные для объяснения всей совокупности процессов, в ходе которых сложилась гамма взаимосвязанных явлений тепло- и массопереноса, обусловивших образование литосферы и различных месторождений. Последующие конструктивные решения могут быть найдены на пути дальнейшего, более углубленного анализа всей совокупности данных для отдельных литосферных блоков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В.В. Эндогенные режимы и мантийный магматизм. – Геотектоника, 1983, № 6, с. 3–13.
2. Беляевский Н.А. Строение земной коры континентов по геолого-геофизическим данным. М.: Недра, 1981. 431 с.
3. Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 44 с.
4. Гольдшмидт В.И. Некоторые геофизические параметры литосферы Казахстана. – Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1984, № 2, с. 30–40.
5. Доусон Д. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 300 с.
6. Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 2, с. 56–59.
7. Кузнецов Ю.А. О главных формах гранитоидного магматизма и механизма образования гранитоидных тел. – Геология и геофизика, 1966, № 6, с. 3–16.
8. Леви К.Г., Лысак С.В. Термическая эволюция литосферы. – В кн.: Геофизика: Тез. докл. на XXVII сес. МГК. М.: Наука, 1984, т. 4, с. 129.
9. Летников Ф.А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск: Наука, 1975. 214 с.
10. Летников Ф.А. Гранито-гнейсовые купола и межкупольные прогибы. – В кн.: Гранито-гнейсовые купола: Тез. докл. Иркутск, 1983, с. 11–14.
11. Летников Ф.А. Эволюция флюидного режима эндогенных процессов. – Докл. АН СССР, 1983, 262, № 6, с. 1438–1439.
12. Летников Ф.А. Петрология и рудоносность магматических и метаморфических пород как показатель зрелости литосферы. – В кн.: Проблемы петрологии Казахстана: Тез. докл. Алма-Ата: Наука, 1984, т. 1, с. 13–15.
13. Летников Ф.А., Леонтьев А.Н., Гантимурова Т.П. Флюидный режим гранитообразования. Новосибирск: Наука, 1981. 184 с.
14. Литвиновский Б.А., Летников Ф.А. Единая направленность эволюции флюидного режима базитовых и гранитоидных магм. – Тр. Ин-та геохимии и геофизики СО АН СССР, 1981, вып. 491, с. 111–132.
15. Рябчиков И.Д., Грин Д.Х. Роль двуокиси углерода в петрогенезе высококалийевых магм. – В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 49–54.
16. Рябчиков И.Д., Коваленко В.И., Диков Ю.П., Владыкин Н.В. Мантийные титансодержащие слюды. – Геохимия, 1981, № 6, с. 873–888.
17. Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П. Металлогения Рудного Алтая и Калбы. Алма-Ата: Наука, 1984. 238 с.
18. Windley B.F., Davies F.B. Volcano spasings and lithospheric/crustal thickness in the Archean. – Earth and planet. sci. lett., 1978, 38, N 2, p. 291–297.

СТРУКТУРНЫЕ КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЖИЛЬНОГО ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ГЛУБИНУ

Жильные рудные тела разнообразны по форме и параметрам, контролируются обособленными трещинами-разрывами или их зонами. По падению они прослеживаются от первых метров до 2–3 км, достигая относительных глубин в 3,5 км.

Из многих факторов структурного контроля развития жильного оруденения основное внимание обычно уделяется динамическому развитию трещин и разрывов в дорудное время и в процессе минерализации, а также тектоническому и литологическому контролю оруденения. Соответственно разрабатывались и структурные критерии оценки распространения оруденения на глубину. Они относятся главным образом к прогнозу поведения рудных тел и могут быть названы конкретными оценочными. Наряду с этим в ходе структурных исследований рудных полей и месторождений накоплен большой материал, позволяющий разрабатывать общие прогнозные критерии оценки распространения оруденения на глубину в рудных полях, узлах и районах.

Целесообразность разработки комплекса критериев, взаимосвязанных и дополняющих друг друга по целевому назначению, по масштабам приложения, представляется несомненной. Конкретные структурные критерии оценки распространения гидротермального оруденения используются главным образом на стадиях детальной и эксплуатационной разведки жильных месторождений. По мере увеличения глубин отработки месторождений, достигшей на ряде рудников нашей страны относительных отметок в 500–600 м и более, ответственность прогнозирования рудных тел на глубину значительно возрастает. Это связано с увеличением стоимости глубинных горных выработок, изменением горно-технических условий разведочных и эксплуатационных работ. Глубины в 1,4–1,5 км, как показывает практика глубинных рудников за рубежом, по горно-техническим условиям в определенной мере являются критическими. Ниже этого уровня при проходке выработок резко возрастает опасность "горных взрывов" — породных выбросов, а в системе обеспечения выработок воздухом необходимыми становятся высокопроизводительные кондиционеры.

Несмотря на эти сложности, глубинные рудники действуют, оказываются рентабельными даже при достижении глубин в 3 км и более (Колар, Морру-Велью).

Общие прогнозные критерии глубины распространения оруденения базируются на представлениях о структурах и структурных условиях формирования рудных полей и месторождений во взаимосвязи с другими направлениями учения о рудных месторождениях [3,4]. К сожалению, несмотря на несомненную актуальность таких разработок, лишь в единичных случаях вопросы глубинности распространения оруденения и структурные критерии его прогнозирования становятся специальным предметом анализа [1, 6, 8, 9, 16]. Исследования последних лет позволяют, как нам представляется, усилить научно-методические основы такого прогнозирования, систематизировать и дифференцированно рассмотреть структурные критерии оценки распространения жильного оруденения на глубину. Мы сознательно не касаемся минералогических, геохимических и других критериев, считая естественным, что все критерии должны использоваться в комплексе.

ОБЩИЕ ПРОГНОЗНЫЕ КРИТЕРИИ

В качестве общих прогнозных критериев целесообразно использовать те представления, которые приложимы к оценке глубинности распространения оруденения в зависимости от наших знаний о геолого-тектоническом развитии района, о геологической среде рудообразования и структурных типах месторождений, свойственных таким районам.

Представления о глубинах формирования оруденения, в том числе и жильного, расходятся. В.И. Смирнов [15] гидротермальное рудообразование связывает с абиссальной, гипабиссальной и приповерхностной зонами, т. е. с глубинами до 10–15 км. Ф.И. Вольфсон [1], Д.И. Овчинников [2], Е.М. Некрасов [9], И.П. Кушнарев [6] и другие исследователи допускают возможность возникновения гидротермальных руд до глубины 5–6 км. Автором совместно с Н.В. Петровской и С.Д. Шером [11], проанализированы различные данные о глубинах образования золоторудных месторождений и показана вероятность их формирования до глубин ~ 10 км. Изучение глубинного месторождения Колар подтверждает обоснованность такой оценки [13]. Вместе с тем выполненные исследования показали, что глубины формирования оруденения в областях с различной историей геологического развития неодинаковы.

Специфика образования эндогенного оруденения в основных геотектонических областях — на древних щитах, в геосинклинальных складчатых зонах, платформенных областях и в областях тектоно-магматической активизации — отражается в различных глубинных уровнях локализации месторождений в пределах этих областей.

Как известно, среди гидротермальных месторождений выделяются глубинные — более 3 (5) км, среднеглубинные — более 2 км и малоглубинные — от 0,05 до 1–1,5 км. Эти цифры характеризуют лишь приблизительно положение верхней границы распространения оруденения и, как другие обобщенные цифровые данные разноглубинных месторождений (3–1,5–0,5 км и др.), отражают только факт образования определенных типов месторождений примерно на том или ином глубинном уровне. Важным фактором локализации оруденения служит его дискретность: разновозрастные месторождения различной глубинности формировались автономно и переходов между собой не образуют. Этот вывод получен при изучении золоторудных месторождений (рис. 1). Он справедлив также для свинцово-цинковых, медных, вольфрамовых и оловянных месторождений.

Автономность формирования месторождений или, точнее, рудных полей, так как последние обычно представлены группами месторождений одной глубинности, проявляется в пределах одного района вместе с развитием оруденения различных типов. Для отражения такого сонахождения предложен термин "сфера рудоотложения" [3], под которой нами понимается та часть земной коры, в пределах которой в течение одной металлогенической эпохи формировались рудные месторождения. Понятие о сфере рудоотложения в большей степени приложимо именно к рудному району — металлогенической, геотектонической единице, характеризующейся относительной геологической однородностью и единством условий рудообразования в определенные эпохи. По-видимому, целесообразно различать одинарную — монохронную — сферу рудоотложения для одной металлогенической эпохи и полихронную — при сдвиге в одном участке земной коры рудных образований нескольких эпох.

Разноглубинные месторождения приурочены к локальным рудоносным структурным формам земной коры различных типов. Рудоносные структурные формы, вмещающие гидротермальные месторождения, в соответствии с общими принципами современной классификации структур рудных полей и месторождений, можно подразделить на тектонические — складчатые, складчато-разрывные, блоковые, разломные; тектоно-магматические — интрузивно-тектонические, вулкано-тектонические, дислокационно-метаморфические. Среди них выделяются структурные формы, типоморфные для определенных глубинных уровней земной коры, а также конвергентные, образовавшиеся в широком диапазоне геологических условий, на разных глубинах.

Жильные месторождения различных глубинных уровней и структурных типов имеют разные рудные интервалы, которые нами разделяются на малые (0,2–0,3 км), средние (0,3–0,8 км), большие (0,8–1,5 км) и сверхбольшие (1,5–4 км).

На древних щитах одинарная сфера рудоотложения, очевидно, достигала наиболее значительных глубин (см. рис. 1). Наряду со среднеглубинными (около 2 км), а также малоглубинными метаморфизованными в этих областях известны месторождения с

признаками образования на больших глубинах (около 5 км) и большим—сверхбольшим рудным интервалом.

Горнодобычными работами на месторождении Колар (Индия) установлено распространение жильных рудных тел на глубину более 3 км. Горные выработки 112 горизонта находятся на отметке 3255 м ниже земной поверхности. Золоторудные тела залегают среди архейских кристаллических пород, в значительной степени эродированных. Судя по разрезу пород в Дарварском кратоне, мощность эродированных толщ оценивается в 4–6 км (в том числе и рудовмещающих амфиболитов — около 1 км). Это позволяет рассчитать вертикальный размах сферы рудоотложения на древних платформах — примерно 10 км (см. рис. 1). Древние глубокопроникающие жильные месторождения известны также на Канадском щите, в Австралии, в Южной Африке. Часть этих месторождений характеризуется вертикальным размахом оруденения 1–2 км. В Дарварском кратоне жильные месторождения золота, меди, свинца и цинка известны в толщах пород, занимающих различное стратиграфическое положение. Образование этих месторождений связано с несколькими металлогеническими эпохами — позднеархейскими и раннепротерозойскими.

В складчатых областях фанерозоя вертикальный интервал образования рудных жил был не менее значительным — 7–9 км, хотя основная масса жильных месторождений здесь относится к среднеглубинным (см. рис. 1). Вертикальный размах оруденения на этих месторождениях обычно 0,7–0,8, реже 1–1,5 км.

Ограниченный вертикальный интервал рудообразования характерен для областей фанерозойской тектоно-магматической активизации, в пределах которых локализованы главным образом малоглубинные жильные месторождения с вертикальным размахом оруденения первые сотни метров, реже 0,5–0,7 км и лишь в единичных случаях до 1–1,5 км.

Глубины преимущественной локализации месторождений различных металлов неодинаковы. Жильные золоторудные месторождения примерно в равной мере формировались на различных глубинах: от приповерхностной зоны до абиссальной. По данным В.П. Федорчука [2], сурьмяно-ртутное оруденение проявлено до глубины 8–9 км, в том числе и жильное. Широкий диапазон локализации медных и свинцово-цинковых жильных тел, однако типичные жильные тела характерны для среднеглубинных медных, мало- и среднеглубинных свинцово-цинковых месторождений. Среди малоглубинных месторождений весьма представительна группа комплексных полиметаллических олово-, золото- и серебросодержащих месторождений, обладающих четкой зональностью в распределении разнометаллической минерализации. К мало- и среднеглубинным, сформировавшимся главным образом в условиях гипабиссальной зоны, относятся редкометальные жильные месторождения [2].

Общие особенности локализации жильного оруденения в областях с различной историей геологического развития определяются типоморфными структурными формами разноглубинных месторождений [10], которые, в свою очередь, зависят от рудогенерирующего источника.

При исследовании источников рудного вещества обычно главное внимание уделяется природе рудных элементов. Для наших целей первостепенное значение имеет выяснение условий зарождения рудоносных растворов. Так как вероятность связей жильного гидротермального оруденения с внемагматическими источниками незначительна, это следует из геологических данных и подтверждается термодинамическими расчетами [12], то важное значение имеют физические характеристики магматических очагов, которые могли генерировать рудоносные растворы.

Однотипность рудной минерализации в пределах рудного поля или принадлежность проявленных в нем различных минеральных ассоциаций к единому комплексу свидетельствует о связи формирования рудного поля с функционированием одинарного магматического очага.

Физические параметры рудогенерирующих магматических очагов оцениваются лишь

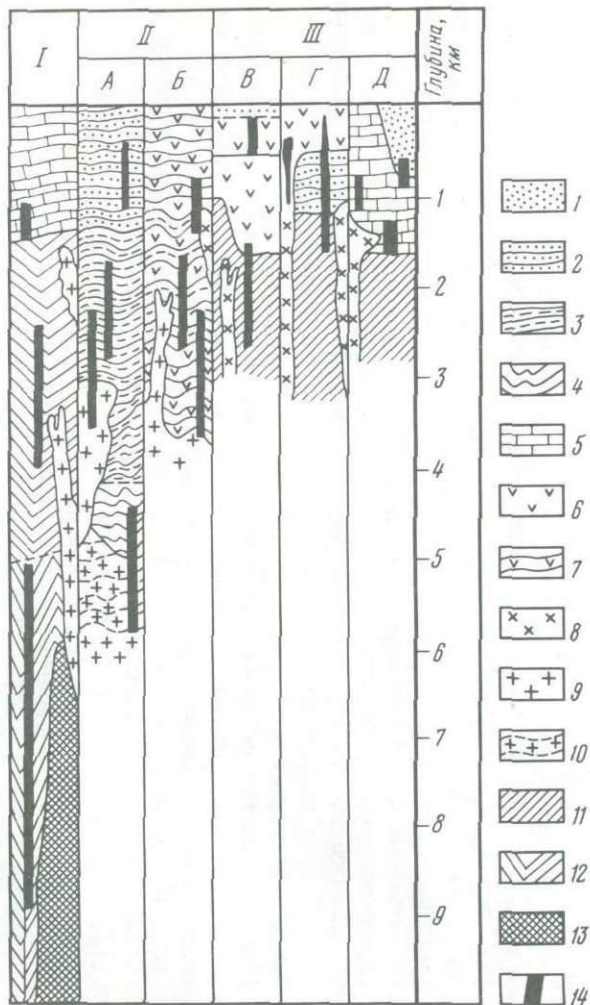
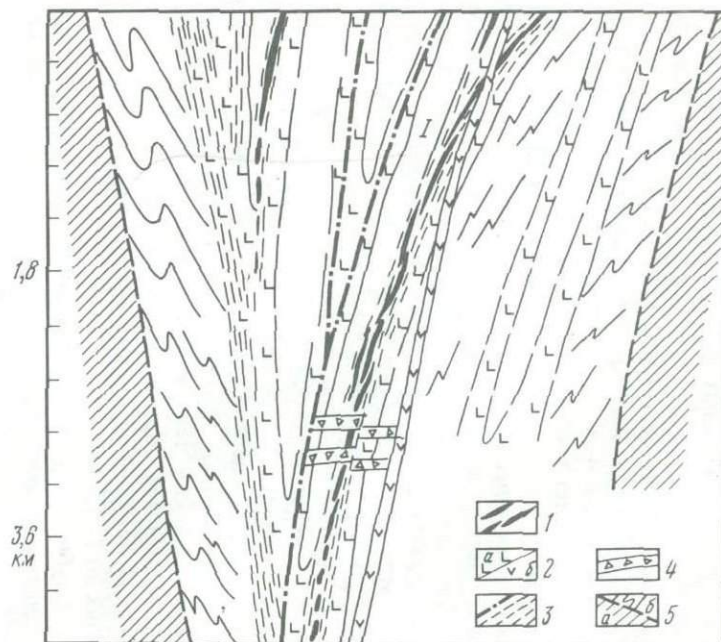


Рис. 1. Схема размещения гидротермальных золоторудных месторождений в сфере рудоотложения

I – на древних щитах; II – в геосинклинальных складчатых областях (А – миогеосинклинальных, Б – эвгеосинклинальных); III – в областях активизации (В – в областях завершённой складчатости, Г – наложенных вулканических поясах, Д – активизированных платформах); 1 – осадочные отложения орогенного этажа; 2–4 – геосинклинальные отложения: 2 – верхнего, 3 – среднего, 4 – нижнего ярусов; 5–7 – толщи пород: 5 – карбонатные, 6 – вулканогенные, 7 – вулканогенно-осадочные; 8 – гиабиссальные и субвулканические интрузивные тела; 9 – батолиты гранитоидов; 10 – гранитизированные породы; 11 – породы кристаллического основания; 12 – метавулканические и метаосадочные породы; 13 – гранито-гнейсы; 14 – вертикальные интервалы распространения оруденения

Рис. 2. Схематический разрез Коларского месторождения

1 – кварц-золоторудные тела (1 – рудная залежь Чемпион-Риф); 2 – метагаббро (а), долериты, диабазы (б); 3 – зоны смятия–расслаивания; 4 – пегматиты; 5 – гранито-гнейсы (а), амфиболиты (б)



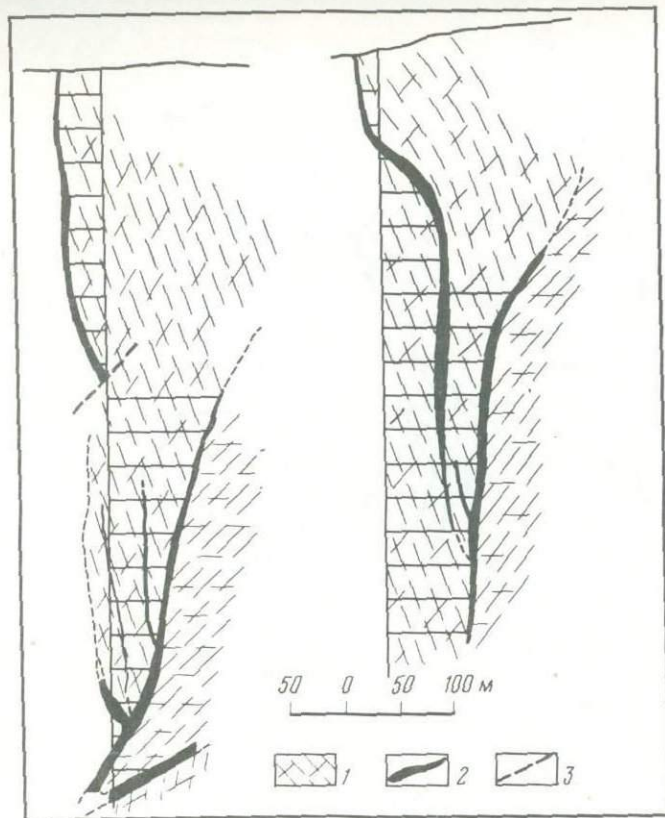


Рис. 3. Схематические разрезы месторождения Ашанти по верхним шахтным горизонтам по [20]
1 – серицит-графитовые сланцы; 2 – кварц-золоторудные тела; 3 – тектонические швы

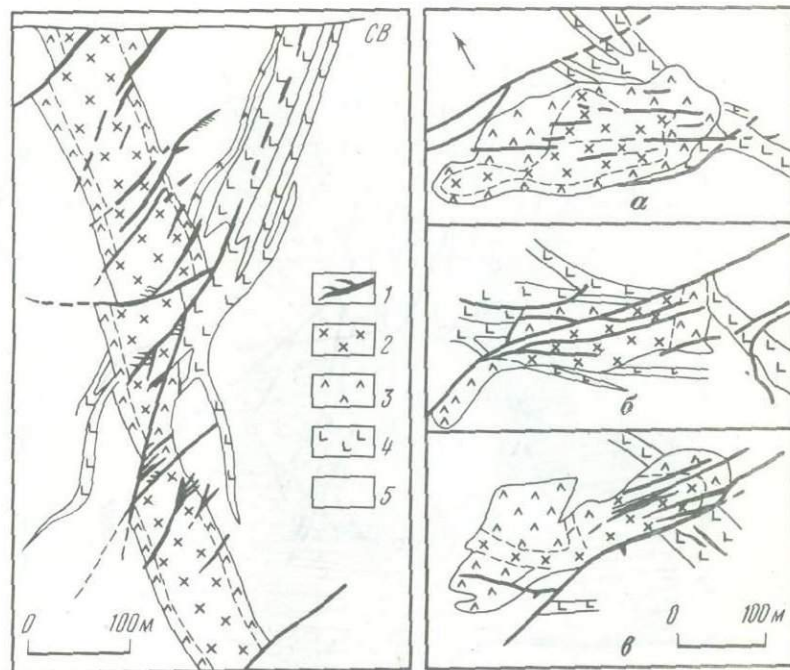
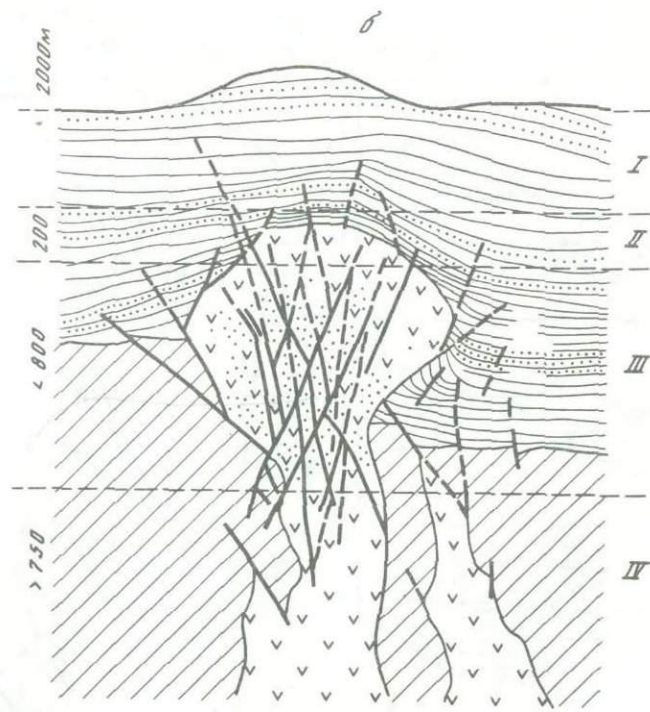
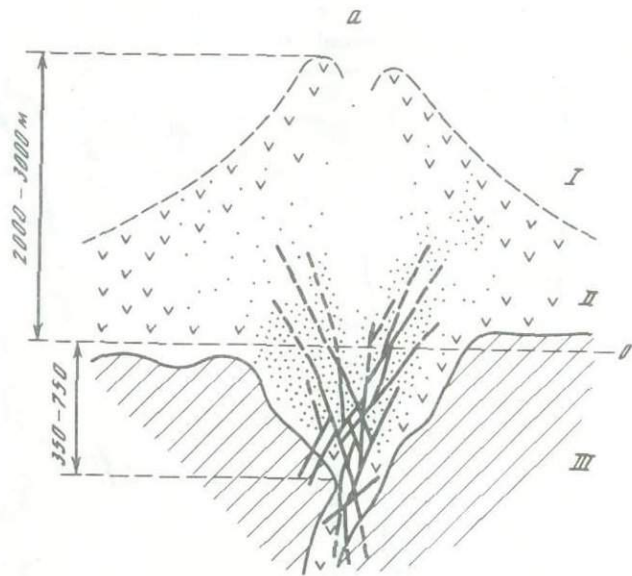


Рис. 4. Схематический разрез месторождения Ламакви и планы горизонтов 700 (а), 1200 (б), 1600 (в) футов по [17]
1 – золоторудные жилы; 2 – сиенито-диориты; 3 – габбро-диориты; 4 – габбро; 5 – зеленокаменные породы



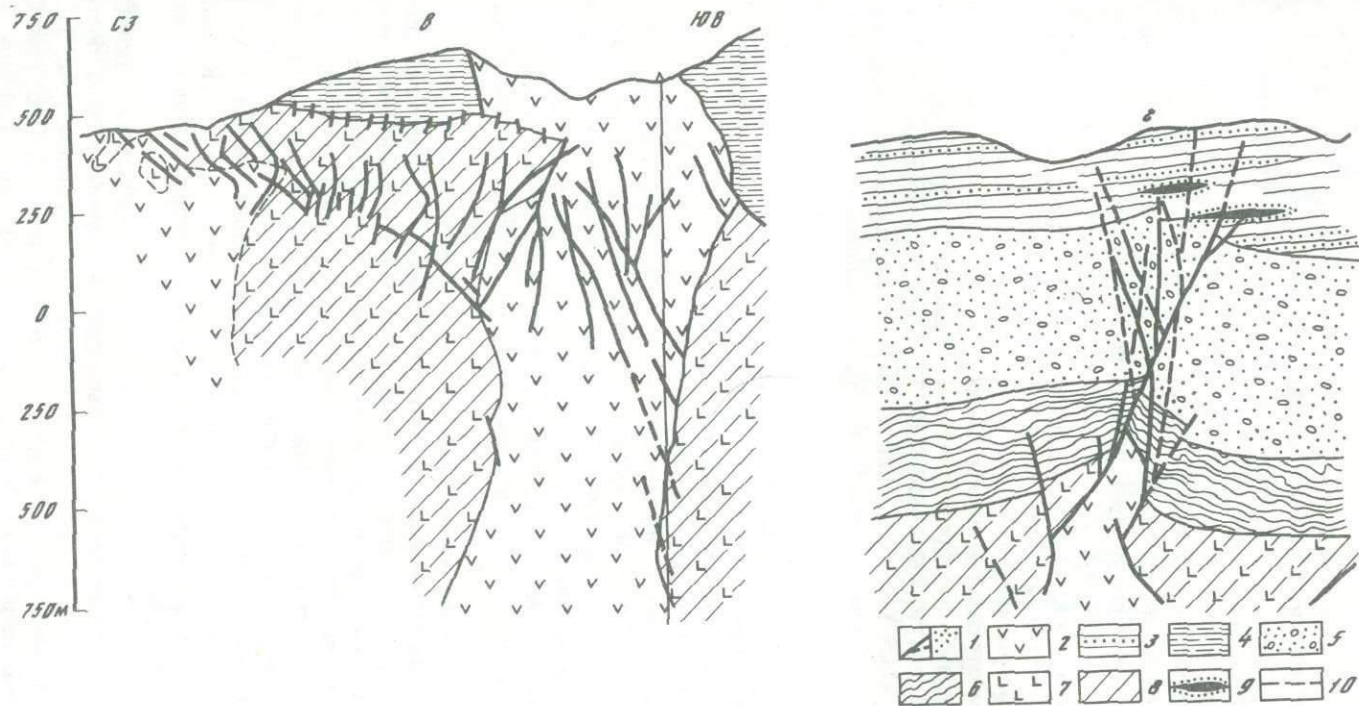


Рис. 5. Вулкано-тектонические локальные структурные формы, вмещающие золоторудные и полиметаллические месторождения Румынии, по [19]

a, б – структурные модели месторождений типа Сăкăрăмб (*a*) и Барза (*б*); *в, г* – разрезы месторождений Новое Муссариу (*в*), Бэича (*г*); I–IV – рудные интервалы: I – надрудный, II – верхний, III – основной, IV – нижний; 1 – рудная минерализация: *a* – жильная, *б* – гидротермально-метасоматическая; 2 – андезиты; 3 – песчаники; 4 – флишевые отложения; 5 – конгломераты; 6 – сланцы; 7 – офиолиты; 8 – породы основания; 9 – кварцевые метасоматиты; 10 – границы зон

весьма приближенно. Так, чтобы представить объемы массопереноса, происходившего при формировании месторождения, следует учитывать, что только одна жила протяженностью по падению 1000 м, по простиранию 500 м при мощности 1 м содержит 500 тыс.м³ минеральной массы. Допущение об отложении такой массы, например, из 1%-ных водных растворов приводит к оценке массы растворов уже в десятки миллионов кубических метров. Такая масса флюида могла возникнуть при раскристаллизации магматических расплавов объемом на один-два порядка больше, т. е. объемом в сотни—тысячи кубических километров.

Можно напомнить также расчеты И.Д. Рябчикова [12], свидетельствующие о возможности отделения от гранитного очага объемом 100 км³ рудоносных флюидов, способных образовать средние по масштабам месторождения золота, олова, цинка, меди.

Таким образом, при формировании рудных полей и месторождений в конкретных ограниченных объемах земной коры в динамические процессы вовлекаются значительные массы пород. Так, рудогенерирующая интрузия объемом в 100 км³ может быть воспринята как тело с горизонтальным сечением в десятки квадратных километров и мощностью в километры или с сечением в километры и глубиной проникновения до 10—20 км. В любом случае становление таких тел должно сопровождаться значительными деформационными преобразованиями вмещающих пород, отражающимися в структуре рудных полей и месторождений, особенно значительных по масштабам.

Большинство жильных месторождений со сверхбольшим рудным интервалом (1,5—4 км) приурочены к тектоническим блокам, расположенным в зонах глубинных разломов. Для золоторудных и свинцово-цинковых месторождений это убедительно показано Е.М. Некрасовым [8,9]. Характерен в этом отношении пример Коларского рудного поля, изучавшегося автором. Оно приурочено к трогу зеленокаменных пород глубинного заложения (рис. 2) и связано с зоной глубинного проторазлома. Рудоносный блок трога ограничен диагональными разломами.

К глубинному разлому тяготеют месторождения Ашанти, Аристок (Гана), залегающие в метаосадочных породах. Месторождение Ашанти, глыбина отработки которого достигла 2 км, представлено серией кулисообразно расположенных крупных жильных тел, связанных в единую систему (рис. 3). Формирование таких месторождений происходило при функционировании ствольных структурно-гидродинамических систем, которые, по-видимому, соединялись с относительно близко расположенными магматическими камерами. На Коларе такая связь подтверждается развитием пегматитовых тел в пределах зоны.

Примерами месторождений с большим (0,8—1,5 км) рудным интервалом и приуроченных к зонам глубинных разломов служат месторождения пояса Мазер Лод (США) [17]. В целом среднеглубинные месторождения с таким рудным интервалом приурочены к интрузивно-тектоническим постройкам. Например, месторождения золота района Грасс-Валли—Невада Сити (США), Чартерс-Тауэрес (Австралия), ряд месторождений на территории нашей страны. Среди этой группы преобладают месторождения, залегающие в штоках и в краевых частях батолитоподобных интрузивов, реже в крупных дайках. К месторождениям такого структурного типа, локализованным в породах кристаллического фундамента, принадлежит месторождение Ламакви (Канада), золоторудные жилы которого тяготеют к интрузиву вплоть до избирательной локализации их в пределах последнего (рис. 4).

Среди малоглубинных месторождений глубокопроникающие жилы редки. Они приурочены к крупным кальдерам и четко выраженным куполовидным постройкам. В этом отношении особенно показательны месторождения Румынии (рис. 5). Такого же структурного плана месторождения известны в США (районы Теллурайд-Сильвертон — с сигарообразными жилами), в Новой Зеландии (Уайхи) и других регионах.

Четкость выражения рудоносных локальных структурных форм определено коррелируется с процессами глубинного массопереноса, о которых упоминалось выше. По нашим представлениям, в верхнекоровых локальных структурных формах отражаются процессы развития магматических камер, удаленных от земной поверхности

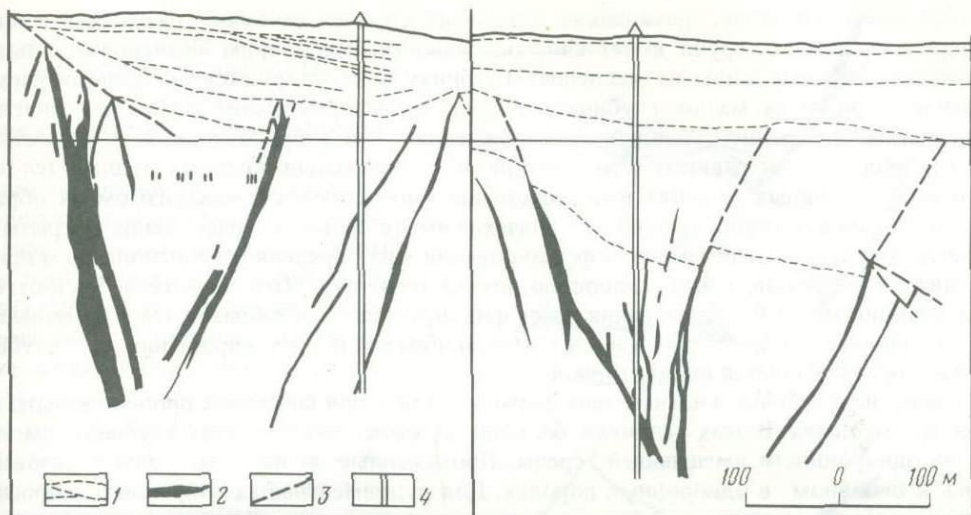


Рис. 6. Схематические разрезы месторождений Уайхи по [20]

1 — вулканогенно-осадочные породы с элементами слоистости; 2 — золоторудные жилы; 3 — разрывные нарушения; 4 — ствол шахты

на расстоянии до 10 км, возможно и более. Об этом свидетельствуют и латеральные параметры рудоносных структурных форм — от первых километров до 10–15 км по длинной оси. Об относительно небольшом удалении мест локализации оруденения от магматических очагов свидетельствует формирование жильных месторождений главным образом при функционировании ствольных структурно-гидродинамических систем глубокого заложения. Для некоторых рудных полей можно предполагать связь с фронтально-стволовыми системами (месторождение Уайхи, рис. 6). В пределах этих систем можно предполагать стягивание растворов из рассредоточенного потока в отдельные каналы, послужившие местами формирования жил. Широко проявлена гидротермальная проработка вмещающих пород, особенно в нижних частях систем. Как фронтально-стволовые следует рассматривать палеоструктурно-гидродинамические системы, приуроченные к штокообразным интрузивам, по которым поднимались глубинные растворы. Относительно более проницаемыми здесь были контактовые зоны. С фронтальным поступлением растворов, очевидно, было связано формирование ярусно расположенных систем седловидных жил, наиболее ярко представленных в рудном поле Бендиго (Австралия) [20]. Вертикальный размах оруденения здесь около 1,5 км. Прямые связи жил с безрудными разрывными нарушениями и между собой здесь далеко не повсеместны [18]. По расположению седловидных жил намечаются и пути восходящих потоков растворов.

КОНКРЕТНЫЕ ОЦЕНОЧНЫЕ КРИТЕРИИ

Использование конкретных критериев оценки распространения оруденения на глубину возможно лишь при определенных знаниях об условиях залегания рудных тел. В качестве таких критериев могут быть использованы:

деформационные типы рудовмещающих структурных элементов, их изменение с глубиной и в зависимости от литолого-петрофизических характеристик геологической среды;

протяженность рудных жил по простиранию, углы падения и отношение к залеганию пород;

зональное изменение морфологии и мощности рудных тел с глубиной; изменение текстур руд.

Естественно, что в месторождениях различных уровней глубинности использование критериев названных групп имеет свои особенности. Рассмотрим важнейшие из них.

Основные рудные жилы на различных глубинах контролируются сколовыми нарушениями. Однако на малых глубинах крупные жилы приурочены к сбросам, иногда к раздвигам, на среднеглубинных месторождениях — к взбросо-сдвигам и взбросам, а на глубинных — к сдвигам. Эти особенности локализации жильных рудных тел на различных глубинных уровнях непосредственно увязываются с механизмом их образования. На малых глубинах основное значение имели процессы выполнения открытых полостей и вертикальный интервал формирования жил определялся соотношением притока и вертикальный интервал формирования жил определялся соотношением притока кровления разрывов и интенсивностью потока растворов. Относительная быстротечность реакций минералообразования здесь фиксируется в своеобразии текстур, зональность изменения которых выражается главным образом в их упрощении с глубиной и к тому же является индикаторной.

На средних глубинах жильные тела формировались при сочетании процессов выполнения и замещения. В этих условиях большее значение, чем на малых глубинах, имела степень однородности вмещающей среды. Протяженные по падению жилы образовывались в основном в однородных породах. Для рудовмещающих взбросов и взбросо-сдвигов характерна также синминерализационная динамическая активность, выражавшаяся в подновлении контактов сформированных минеральных тел, их дроблении, наращивании по восстанию в течение рудного процесса. С особенностями структуры жил увязывается зональное размещение разностадийных минеральных ассоциаций.

Сходными были условия формирования жильных тел и на больших глубинах. Здесь более характерно кулисообразное их строение, а также разрыв во времени между ранними безрудными стадиями (кварцевые, кварц-полевошпатовые тела) и более поздними — рудными.

Общеизвестны факты слабого проявления зональности на глубинных месторождениях. На месторождении Колар такая зональность все же намечается. В верхней части зоны Чемпион-Риф более представительны рудные ассоциации (с характерными теллуридами), а кварц менее преобразован, чем на глубоких горизонтах. Только на глубоких горизонтах появляются кварц-полевошпатовые жилы.

Изучение рудного поля Колар дало ценную информацию по петрофизическим особенностям среды рудообразования на больших глубинах. Рудоносными в этом поле являются кварцевые и полевошпат-кварцевые тела с эффективной пористостью порядка 0,1%, очевидно вполне достаточной для медленной циркуляции рудообразующих растворов в условиях больших глубин.

Довольно широко в практике крупномасштабного прогнозирования используется эмпирическое правило: протяженность жилы по падению составляет около половины ее длины по простиранию. Это правило в ряде случаев оправдывается. При этом устанавливаются существенные отклонения для месторождений разных уровней глубинности. На малоглубинных месторождениях, в частности золото-серебряных, малоэродированных (Релаблик, США) или не выходящих на поверхность, протяженность жильных тел с глубиной сначала увеличивается, а по достижении максимальной длины постепенно уменьшается (рис. 7). На малоглубинных месторождениях протяженность крутопадающих жил по падению нередко равна их размерам по простиранию (Шуер, Бая Сприе и др., Румыния; Пшибрам, Чехословакия). В указанных месторождениях соотношение размеров жил по простиранию и падению примерно составляют 1–0,8 и 2–1,5 км. Для менее протяженных жил соразмерность параметров по простиранию и падению еще более выражена. Однако для этих месторождений в большей мере, чем для среднеглубинных и глубинных, проявляется зависимость вертикального интервала распространения руд от смены пород. Известны случаи, когда жилы выклиниваются при переходе разрыва из конгломератов в порфириты. Для малоглубинных кварцево-рудных жил обычно выклинивание жилы в связи с затуханием рудовмещающего нарушения. Интересно, что о глубине проникновения наклонных и крутопадающих жил рассматриваемых месторождений можно судить и по их оперяющим трещинам, имею-

Рис. 7. Изменение морфологии золоторудных жил с глубиной. Месторождение Репаблик (США) по [18]

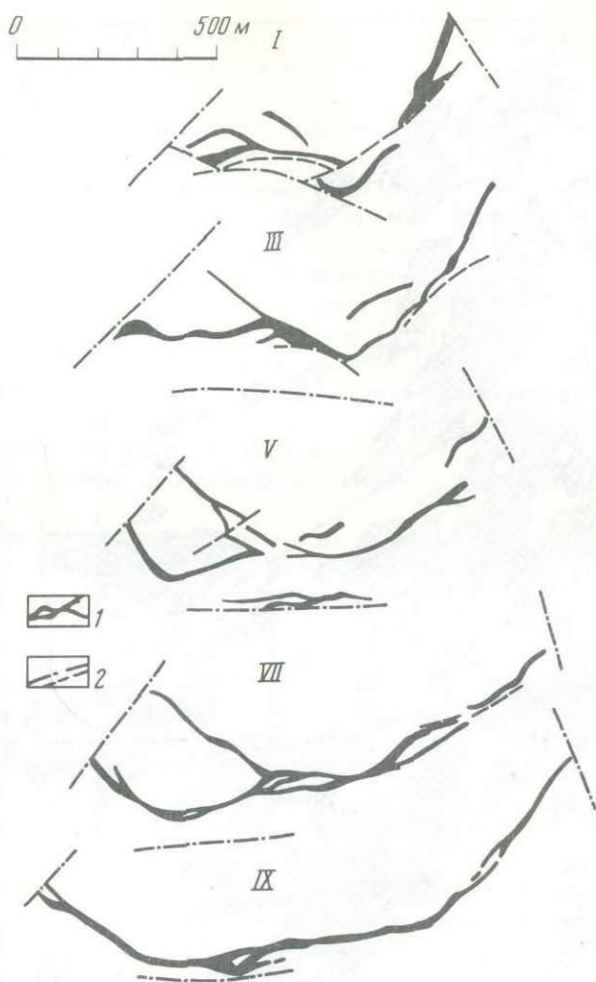
1 — жилы; 2 — разрывные нарушения; римские цифры — рудные горизонты

щим встречное или аналогичное азимутальное, но более крутое падение. Интервал ветвления жилы на ряд более мелких в приведенных примерах составляет верхнюю треть — половину жилы, ниже жила обычно имеет простое строение. В некоторых случаях на нижних горизонтах жила сменяется зоной прожилков или штокером. На золоторудном месторождении Сэкэримб это происходит на глубине около 400 м, Бая Сприе — 600–700 м [19]. При анализе возможных сочленений жил на глубине следует учитывать вероятность и автономного развития жил в жильных полях, как, например, на месторождении Уайхи (Новая Зеландия) [20].

В целом для малоглубинных месторождений в большей мере выдерживается правило: длина жил по падению примерно равна их протяженности по простиранию, если с глубиной не происходит резкой смены геологической обстановки.

Особое место среди жильных тел, проявленных на малых глубинах, имеют линзообразные тела малой мощности, т. е. отвечающие коротким жилам. В одних случаях они являются составными элементами жильных или минерализованных зон, в большей мере свойственных среднеглубинным месторождениям, в других — обособленными самостоятельными образованиями, близкими к трубообразным телам, характерным для малоглубинных месторождений. Протяженность таких тел редко достигает 100 м, а по падению они прослеживаются на многие сотни метров (Теллурайд-Сильвертон, США). По внутреннему строению они во многом близки к эксплозивным брекчиевым трубообразным телам, но в целом ближе к жильным телам. На некоторых месторождениях такие линзы—трубы приурочены к разрывам, оперяющим основной рудовмещающий разлом (Комсток, США).

Для среднеглубинных месторождений золота, свинца и цинка в основном характерны более выдержанные жилы, чем развитые на малоглубинных месторождениях: их протяженность нередко превышает 1 км, достигая 2–3 км, по падению они прослеживаются до 1–1,5 км. Примерно такая же средняя протяженность кварц-вольфрамитовых и касситеритовых жил, а вертикальный интервал их распространения редко превышает первые сотни метров [7]. Для этих жил, обычно простых по морфологии, встречающихся в виде жильных полей, определенных структурных критериев оценки глубинности распространения не выявляется. Эти критерии также ограничены для золоторудных и свинцово-цинковых месторождений, и в качестве таковых используются вет-



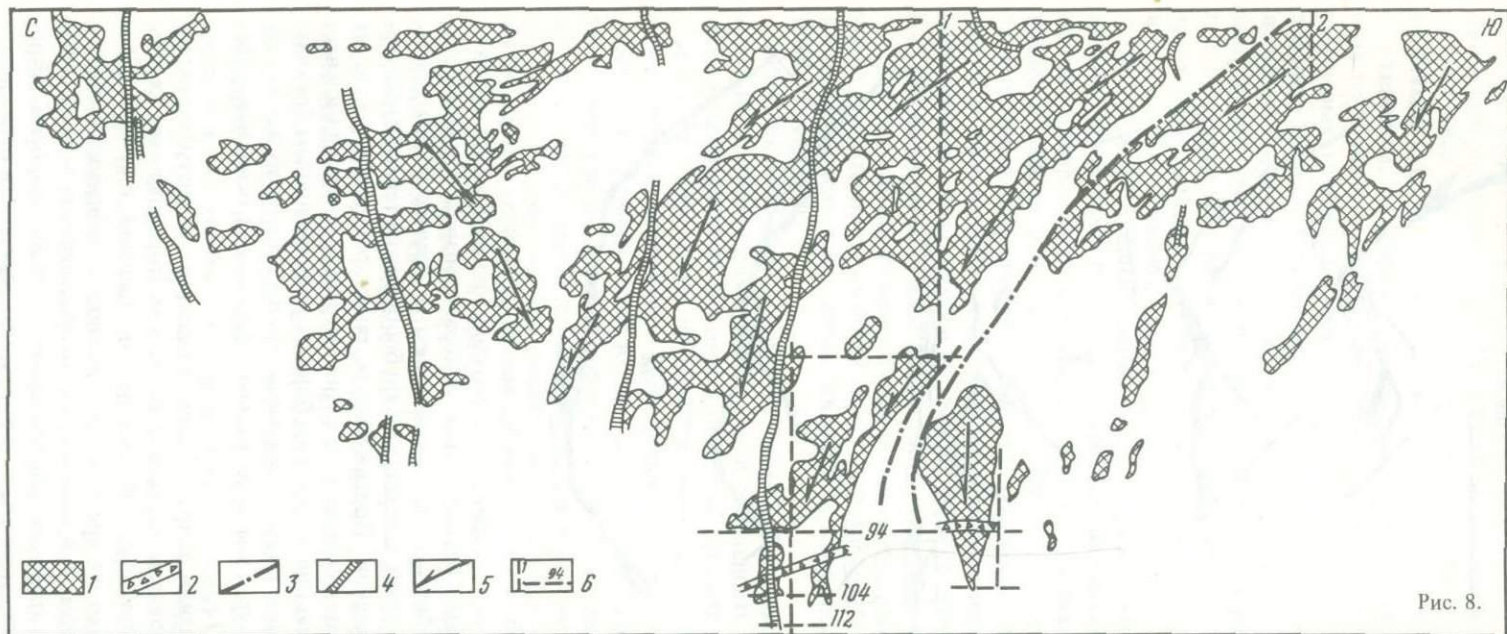


Рис. 8.

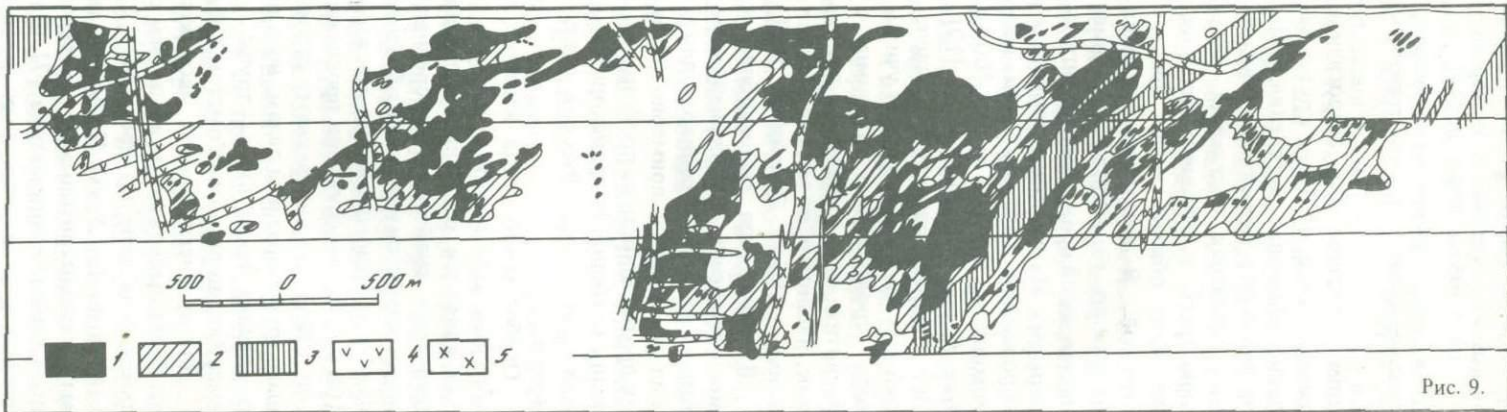


Рис. 9.

вление жил в их верхних частях (но имеются и глубоко проникающие жильные зоны), мощность жил, их выдержанность по глубине хотя бы в интервале двух-трех горизонтов.

Последний критерий заслуживает особого рассмотрения. В целом на крупных месторождениях разных глубин жилы имеют большую мощность. На малоглубинных золоторудных месторождениях известны жилы или, точнее, жильные зоны мощностью в верхних частях до 50–80 м (жила Шремен месторождения Кремнице, месторождения Шуер, Комсток и др.). Чаше мало эродированные жилы имеют мощность в первые метры, с глубиной она, как правило, уменьшается. Градиент изменения мощности с глубиной жилы Шремен, выклинившейся на глубине около 300 м, составляет 15–20 м на 100 м. Изменение мощности можно выразить условным коэффициентом (K_M) — изменение мощности на 1 м глубины. Для рассмотренного выше случая $K_M = 0,15–0,2$. В то же время для Балейского месторождения этот коэффициент равен 0,006. Приближенное определение средней мощности жилы обуславливает целесообразность применения этого коэффициента, обозначая главным образом порядок цифр, т. е. $n \cdot 10^{-1}$, $n \cdot 10^{-2}$, $n \cdot 10^{-3}$, и лишь при статистическом анализе необходимо использовать конкретные параметры.

Для ряда среднеглубинных месторождений этот коэффициент равен $n \cdot 10^{-3}$ и, несмотря на небольшую мощность жил, характеризует значительный размах оруденения (порядка 1 км). Такое же значение коэффициента с определенной долей условности можно принять для наиболее глубокой зоны — Чемпион-Риф (Коларское месторождение). Здесь мощность золотоносного кварцевого тела на верхних горизонтах составляет первые метры; в раздвухах, в местах развития V-образных складок и сочленения разрывов, — до 50 м; средняя мощность — 10 м; на глубинах 3000–3200 м жильное тело имеет мощность 0,2–0,5 м, иногда превращается в зону маломощных прожилков. Предварительные сравнительные расчеты показывают, что коэффициент изменения мощности с глубиной можно использовать для прогнозных целей.

В качестве дополнительного критерия оценки возможного выклинивания рудных тел с глубиной рассматривается их морфология в продольном разрезе. Общей чертой разноглубинных глубокопроникающих жильных тел является упрощение их морфологии с глубиной. Одновременно сокращаются площади их развития, мощность и горизонтальная протяженность, т. е. в продольной проекции намечается клиновидное сужение контура рудного тела. Природа такого сужения различна. Так, на золоторудных месторождениях малых глубин оно в ряде случаев совпадает с выклиниванием рудовмещающего разрыва, на среднеглубинных — с сокращением площади минерально-выполнения зоны рудоконтролирующего разлома, а на глубинных месторождениях — с изменением степени золотоносности кварца. В этом отношении также характерна залежь Чемпион-Риф месторождения Колар (рис. 8). Четкая клинообразная форма рудного тела, имеющего на поверхности протяженность около 8 км, а на глубине 3200 м — примерно до 200 м, не была ясной на верхних горизонтах. Сужение рудного тела происходит на глубине ниже 1 км, т. е. когда наклонно залегающее тело приобрело крутое падение (см. рис. 2). На рис. 9, отображающем рудное тело только до горизонта 6000 футов [20] (публикация 1930 г.), по расположению золоторудно-

Рис. 8. Горизонтальная проекция рудной залежи Чемпион-Риф (по состоянию на 1982 г.) по [13] с дополнениями

1 — рудные тела; 2 — пегматиты; 3 — разломы; 4 — дайки долеритов; 5 — векторы склонения рудных столбов; 6 — проекции стволов шахт Гиффора (1), Крокерс (2) и горизонты, посещенные автором (94–9400 фут, 104–10400 фут, 112–11200 фут)

Рис. 9. Горизонтальная проекция рудной залежи Чемпион-Риф (по состоянию на 1929 г.) по [20]

1 — промышленные рудные тела с содержаниями золота 5 г/т и выше; 2 — кварцевые тела с непромышленным содержанием золота; 3 — плоскости разломов; 4 — пегматиты; 5 — долериты

го кварца можно предполагать южное склонение рудного тела, подчиняющееся линии пересечения рудной зоны Майсурским разломом. Эта линия существенно влияла на положение рудных столбов в пределах рудной зоны и оказалась расположенной в вершине клина вместе с одной из даек долеритов. Возможно, что нынешняя трактовка общего контура жилы — залежи Чемпион-Риф — является неточной. На проекции (см. рис. 8, а) можно наметить и сложные нижние ограничения золоторудного тела с несколькими клиновидными выступами. Каждый из таких выступов тяготеет к дайкам долеритов, которые определены нами совместно с индийскими специалистами как внутриминерализованные, дорудные. Ограниченное количество горных выработок на нижних горизонтах не дает возможности проверить выклинивание рудного тела Чемпион-Риф.

Изучение месторождения Колар позволяет судить и о другом важном критерии распространения оруденения на глубину — непрерывности—прерывистости оруденения. Рудная зона Чемпион-Риф состоит из нескольких рудных тел, причем безрудные интервалы как по падению, так и по простиранию нередко значительно превышают размеры рудных тел. Нетрудно видеть (см. рис. 9), что судьба Коларского месторождения без определенного риска углубления выработок могла завершиться значительно раньше, на глубинах до 2 км.

Аналогичная картина неравномерного распределения золота характерна для месторождения Хатги (Индия), сходного с Коларским. Здесь кварц-золоторудные тела, вскрытые на глубине от 0,5–0,6 до 1 км, на отдельных участках протяженностью по падению в сотни метров не содержат золота. Структурные критерии обнаружения безрудных интервалов в жильных телах таких месторождений пока не выявлены. В одних случаях такие участки отвечают местам пережима жильных тел в связи с изменением элементов их залегания, в других — кварцевые тела постепенно становятся незолотосными без видимых изменений геологической обстановки.

Таким образом, структурные критерии позволяют оценивать вероятный интервал распространения жильного оруденения на разных стадиях освоения рудоносных площадей. Накопление данных по обрабатываемым рудным месторождениям уже сейчас позволяет перейти к количественным методам прогнозирования на основе корреляционных связей между рудным интервалом и рассмотренными выше структурными характеристиками. Перспективным представляется также моделирование структурно-гидродинамических систем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вольфсон Ф.И. Вертикальный размах оруденения гидротермальных месторождений. — В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. М.: Наука, 1972, с. 232–240.
2. Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. 719 с.
3. Геологическая среда и структурные условия гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1982. 221 с.
4. Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1978. 239 с.
5. Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений. М.: Наука, 1983. 237 с.
6. Кушнарев И.П. Глубины образования эндогенных месторождений. М.: Недра, 1982. 166 с.
7. Малиновский Е.П. Структурные условия формирования жильных вольфрамитовых месторождений. М.: Наука, 1965. 163 с.
8. Некрасов Е.М. Зарубежные золоторудные месторождения со значительным вертикальным размахом оруденения. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 3, с. 108–123.
9. Некрасов Е.М. Структурные условия локализации жильных свинцово-цинковых месторождений. М.: Недра, 1980. 255 с.
10. Особенности структур гидротермальных рудных месторождений в различных структурных этапах и ярусах. М.: Наука, 1968. 295 с.
11. Петровская Н.В., Сафонов Ю.Г., Шер С.Д. Формация золоторудных месторождений. — В кн.: Рудные формации эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, т. 2, с. 3–110.
12. Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 232 с.
13. Сафонов Ю.Г., Кришна Рао Б., Кришнам Раджу В. Геологические структуры золоторудных

- месторождений кратона Карнатака (Южная Индия). — В кн.: Рудоносные структуры докембрия. М.: Наука, 1982, с. 117–136.
14. Сафонов Ю.Г., Лукин Л.И., Кравченко Г.Г. и др. Структурные типы и глубинное строение эндогенных рудных месторождений. — В кн.: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983, с. 18–25.
 15. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. 688 с.
 16. Смолин А.П. Структурная документация золоторудных месторождений. М.: Недра, 1975. 240 с.
 17. Boyle R.M. The geochemistry of gold and its deposits. — Geol. Surv. of Canada, Geol. Surv. Ottawa, 1979. 584 p.
 18. Full R.P., Grantam R.M. Ore deposits of the Republic Mining District, Ferry County, Washington. — In: Ore deposits of the United States, 1937–1967. N.Y., 1968, p. 549–561.
 19. Giusca D., Cioflica G., Udubasa G.G. Metallogenesis associated to Neogene volcanism in the Romanian Carpathians. — Rev. Roum. Geol. Geoph. Geogr. Serie de Geol., 1969, 13, N 1, p. 11–27.
 20. The Gold resources of the world: The XV Intern. Geol. Congr., South Africa, 1929. Pretoria 1930. 457 p.

УДК 553.261

В.Л. Русинов

ВЕРТИКАЛЬНАЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КАК ФАКТОР ГЛУБИНЫ РАСПРОСТРАНЕНИЯ РУДНЫХ ТЕЛ

Околорудный метасоматизм широко проявлен в рудных месторождениях, характерной чертой многих из которых, образовавшихся в интервале глубин от приповерхностных до гипабиссальных, является вертикальная зональность как руд, так и околорудных метасоматитов. В качестве главного фактора формирования вертикальной зональности обычно фигурирует градиент температуры. Наблюдения над колчеданными, полиметаллическими месторождениями, а также месторождениями золота и серебра привели к выводу, что тепловой режим околорудного метасоматизма был близок к теплового режиму рудоотложения и, в частности, градиенты температуры в том и другом процессах были одного порядка [5]. Это позволяет по характеру вертикальной метасоматической зональности судить об изменчивости оруденения с глубиной и о глубине распространения рудных тел.

В соответствии с различиями в величине главного фактора вертикальной зональности — градиента температуры — рудные месторождения можно разделить на две группы: 1) рудоотложение происходило в безградиентных областях — вертикальный градиент температуры, по данным палеогеотермометрии, не превышает 30–50 град/км; 2) рудоотложение возможно только при повышенном температурном градиенте 50–100° на 1 км и больше. К месторождениям первой группы относятся Никитовское месторождение киновари, некоторые жильные полиметаллические (Садон, Квайса) и золоторудные месторождения (Колар, Индия). В них практически отсутствует или слабо выражена вертикальная метасоматическая зональность, поэтому в настоящей статье они не рассматриваются.

Месторождения, принадлежащие ко второй группе весьма разнообразны по условиям рудоотложения. Среди них различаются месторождения, сформированные при умеренном и при большом температурном градиенте. При умеренном градиенте может возникнуть отчетливая вертикальная зональность в региональных метасоматитах при слабо проявленной зональности в околожильных, либо вертикальная зональность, не очень отчетливая, обнаруживается только в околожильных метасоматитах и не фиксируется в региональных. Высокий градиент температуры свойствен месторождениям, сформированным в приповерхностных условиях, а также в экзоконтактных зонах интрузивных массивов. Вертикальная зональность в этих случаях проявлена очень отчетливо и в рудах и в метасоматитах, мощность зон небольшая. Предложенное разделение месторождений по характеру проявления вертикальной метасоматической зональности в

**Типы геологической обстановки проявления
вертикальной метасоматической зональности**

Градиент T в зоне рудоотложения, град/км	Характер вертикальной метасоматической зональности	Геологическая обстановка, глубинность	Примеры месторождений
Отсутствует или менее 50–60	Отсутствует или неотчетливая	В однородных осадочных или вулканогенных толщах	Низкотемпературные жильные ртутные, свинцово-цинковые, некоторые золоторудные
Умеренный, 60–150	Отчетливая в региональных метасоматитах, неотчетливая в околожильных	Приуроченность к границе структурных этажей, проявления интрузивной и вулканической деятельности сближены; субвулканическая–гипабиссальная	Оловорудные и золоторудные в вулканоплутонических комплексах
	Не отмечается в региональных метасоматитах, неотчетливая в околожильных	Вулканогенные толщи в удалении от интрузивных массивов; субвулканическая–гипабиссальная	Золоторудные
Большой, свыше 100–150	Отчетливая, с малой мощностью зон, резкими границами между зонами	Приуроченность к субвулканическим телам, жерловым фациям в вулканогенных толщах; приповерхностная–субвулканическая	Золото-серебряные в вулканических поясах Тихоокеанского кольца
		Зоны активных интрузивных контактов; гипабиссальная Кровля кислых экструзивов; типично пространственное разделение метасоматитов стадии кислотно-го выщелачивания и сопряженного осаждения; приповерхностная–субвулканическая	Различные скарновые, грейзеновые и порфировые Колчеданные и колчеданно-полиметаллические Урала, Алтая, Японских островов

грубой схеме представлено в таблице. Остановимся на анализе зональности месторождений, сформированных в условиях повышенного градиента температуры.

Месторождения, сформированные в условиях умеренного температурного градиента. Выделяются два типа таких месторождений. В месторождениях первого типа градиент температуры отразился в вертикальной зональности как дорудных пропилитов, так и околожильных метасоматитов. В качестве примера рассмотрим месторождение золото-кварцевой фации в Нижнем Приамурье, которое представлено протяженными кварцевыми жилами, заключенными в вулканогенной толще андезито-дацитового состава. Вулканыты слагают верхний структурный этаж (K_2-P_1) и с резким несогласием налегают на терригенные породы нижнего структурного этажа (J_3-K_1). Крутопадающие кварцево-рудные жилы приурочены к экзоконтактам субвулканических тел (даек, некков) и выклиниваются вниз при переходе в породы нижнего структурного этажа. Породы рудного поля подверглись пропилитизации эпидот-хлоритовой фации, которая с глубиной сменяется биотитовой фацией, местами проникающей в более верхние горизонты в виде крутопадающих зон вдоль рудовмещающих разломов. Околожильные метасоматиты наложены на пропилиты главным образом, верхней части биотитовой фации. Наиболее обычны среди околожильных

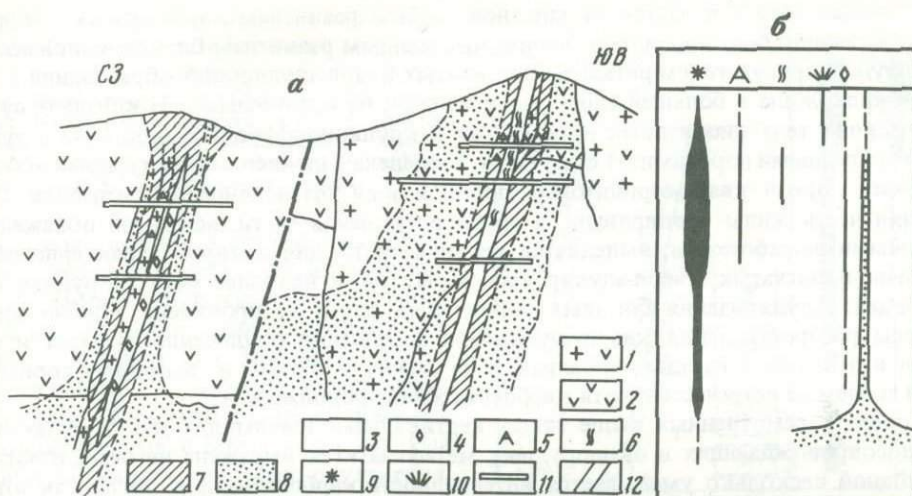


Рис. 1. Геологический разрез (а) и схема вертикальной зональности золото-кварцевого месторождения (б)

1 — субвулканические и жерловые фации андезитов-дацитов; 2 — покровные фации андезитов-дацитов; 3 — терригенные породы нижнего структурного этажа; 4 — прожилковая карбонатная минерализация; 5 — адуляр; 6 — ритмично-полосчатые кварц-адуляровые агрегаты; 7 — кварц-серицитовые породы; 8 — биотитизированные породы; 9 — рудная минерализация; 10 — надрудная зона прожилков кварц + эпидот + пирит + адуляр; 11 — подземные выработки; 12 — кварцевые жилы

пород кварц-серицитовые, более локально и спорадически развиты березиты и адуляризованные породы. На схематическом разрезе (рис. 1) показаны соотношения рудных жил, околожилльных метасоматитов и рудных интервалов на западной и восточной рудных зонах месторождения. Как видно, кварц-серицитовые породы окружают жилы на всем их протяжении, распространяясь и на их продолжении как вверх, так и по падению. При общем сходстве рудной минерализации и околорудных метасоматитов западной и восточной зон между ними существуют заметные различия.

В западной зоне широко развиты березитизация и кварц-карбонатные прожилки, которые часто бывают рудоносными. Рудная минерализация представлена преимущественно золото-теллуридной ассоциацией. Наблюдается адуляризация в прилегающих к жиле частях субвулканической дайки гранодиорит-порфира, тогда как в самой жиле кварц-адуляровая ассоциация не проявилась. Вертикальный интервал адуляризации соответствует верхней половине рудного интервала. Жила и кварц-серицитовые породы окружены ореолом умеренной биотитизации, которая проявлена неравномерно и ослабевает по восстанию жилы. Приблизительно в 200 м от дневной поверхности жилы выклинивается. На поверхности фиксируются зоны серицитизации, прожилков кварц + серицит + эпидот + пирит, кварц + карбонат и разрозненные участки (круто-залегающие зоны) слабой биотитизации. Верхняя граница рудной минерализации совпадает с верхним выклиниванием кварцевой жилы, а нижняя располагается несколько ниже нижнего выклинивания зоны карбонатных прожилков и березитизации боковых пород. На этой глубине биотитизация получает широкое распространение, мощность и интенсивность ее увеличиваются, что позволяет говорить о переходе от эпидот-хлоритовой фации пропилитов к биотитовой. Подробнее соотношения между биотитизацией, пропилитизацией и рудным процессом на месторождении были охарактеризованы ранее [6]. Граница эпидот-хлоритовой и биотитовой фаций в общем приурочена к контакту вулканитов и подстилающих терригенных пород, хотя и не вполне совпадает с ним. Глубокими скважинами на продолжении рудной зоны по падению глубже кровли нижнего структурного этажа подсечены интервалы серицитизации и кварцевых прожилков, не содержащих рудной минерализации.

Восточная зона отличается от западной слабым развитием карбонатных ассоциаций и березитизации боковых пород, преимущественным развитием блеклорудной ассоциации в руде и присутствием ритмично-полосчатых кварц-адуляровых образований в кварцевой жиле. Жила в большей своей части залегает на крутопадающем контакте субвулканического тела диоритовых порфиритов и крупнопорфировых андезитов с туфами и стерригенными породами, т.е. отчасти в пределах нижнего структурного этажа. Ее окружает ореол кварц-серицитовых пород и зона интенсивной биотитизации. Самая верхняя часть жилы эродирована, а среди оставшейся части, вскрытой обнажениями и горными выработками, выделяется верхняя треть, для которой характерно обилие ритмично-полосчатых кварц-адуляровых агрегатов и наиболее богатая рудная минерализация. Адуляризация боковых пород здесь почти не проявлена. Глубже нижней границы распространения кварц-адуляровой ассоциации оруденение затухает и отмечается в отдельных гнездах, бонанцах, а на самом глубоком из вскрытых горизонтов почти совсем не встречается, хотя кварцевая жила продолжается.

В обеих рассмотренных выше жилах вертикальная зональность как в рудах, так и в рудосопровождающих и околорудных метасоматитах выражена не очень отчетливо: с глубиной несколько уменьшается интенсивность карбонатизации, тогда как степень адуляризации весьма неравномерна даже в пределах одного горизонта и можно говорить лишь о тенденции к ее уменьшению на глубине. Наиболее отчетливо зональность проявлена в приуроченности дорудной биотитизации преимущественно к глубоким горизонтам, а также в развитии ритмично-полосчатых кварц-адуляровых агрегатов исключительно в верхней части рудной жилы. Распространение рудных тел на глубину довольно строго ограничено контактом эпидот-хлоритовой и биотитовой фаций пропилитов, ниже которого они могут проследиваться не более чем на 100–150 м. Ритмично-полосчатые агрегаты в жиле сопутствуют богатому оруденению, глубже границы их распространения интенсивность оруденения снижается, хотя редкие богатые гнезда и отмечаются ниже. Березитизация и синрудные кварц-карбонатные прожилки также сопровождают богатое оруденение, они прослежены на значительном вертикальном интервале, и их выклинивание по падению рудного тела совпадает с нижней границей распространения теллуридной ассоциации, сменой ее слабо проявленной блеклорудной, которая вскоре тоже выклинивается.

Таким образом, комплекс признаков, характеризующих вертикальную зональность метасоматитов на месторождении в совокупности с особенностями геологического строения, позволяет обоснованно предположить протяженность рудных тел на глубину. Принципиальная схема зональности этого типа, поясняющая данные соотношения, показана на рис. 1, б.

В другом типе месторождений, с умеренным градиентом температуры, не проявилась вертикальная зональность дорудных региональных пропилитов. Примером может служить месторождение золото-теллуридной формации в Кураминском вулканогенном поясе, представленное системой кварцевых жил и зон окварцевания, а также трубообразными брекчиевыми телами, залегающими среди андезитодацитов С₂₋₃. Толща вулканитов рассечена дайками субвулканических дацитов, диоритпорфиритов, а также более поздних гранодиорит-порфиров и диабазовых порфиритов. Вулканические породы (преимущественно лавы и туфы) обнаруживают признаки низкой температурной приповерхностной пропилитизации [2], тогда как дайки гранодиоритпорфиров и диабазовых порфиритов пропилитизацией не были затронуты. Впоследствии все породы, включая упомянутые дайки, были интенсивно березитизированы. Процесс березитизации охватил большие объемы пород в пределах всего рудного поля, а в участках наиболее интенсивной березитизации сформировались рудные тела. Березитизированные породы прослежены подземными выработками и скважинами, причем интенсивность метасоматического изменения пород в целом на глубину не убывает и принципиальных изменений минеральных ассоциаций в них не отмечено. Верхние горизонты рудной минерализации характеризуются довольно интенсивным околорудным окварцеванием и кварц-серицитовым изменением пород. В особенности эти изме-

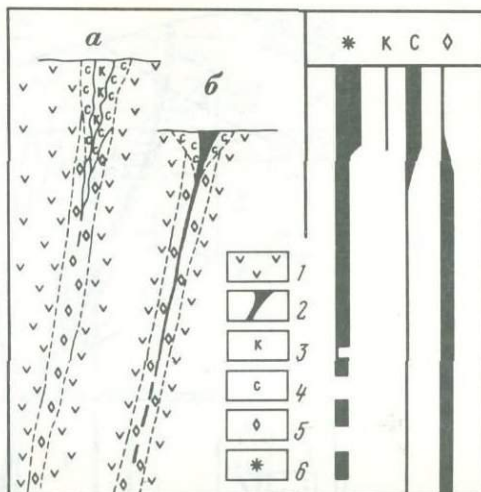
Рис. 2. Разрез и схема вертикальной зональности в рудных телах золото-теллуридного месторождения

а — трубообразные, *б* — жильные тела; 10 — березитизированные андезиты-дациты; 2 — кварцевые жилы; 3 — кварцевые породы с диаспором; 4 — кварц-серицитовые породы; 5 — березиты; 6 — рудная минерализация

нения свойственны трубообразным брекчиевым телам, а также верхним горизонтам некоторых крутопадающих жильных тел. В зонах окварцевания встречаются минералы, типичные для формации вторичных кварцитов, — диаспор и андалузит.

Средние горизонты, представленные жильными телами и образующие главный по протяженности интервал оруденения, характеризуются нарастанием роли березитизации, развитием кварц-карбонатных синрудных прожилков. В этом интервале вертикальная зональность не фиксируется ни в околорудных метасоматитах, ни в рудах, ни в березитах. В пределах среднего интервала глубин некоторые рудные тела выклиниваются, другие продолжают, а также обнаруживаются новые тела. Характерной особенностью рудных тел является развитие в них карбонатных ассоциаций, содержащих марганцевые доломит, анкерит и кальцит. Марганец-кальцит и марганцевый доломит локализованы в участках рудной минерализации и в рудопроводящих каналах. В керне глубоких скважин, вскрывающих подрудные горизонты месторождения, среди березитизированных пород встречаются участки интенсивной переработки пород, обильных прожилков кварца и кварца с карбонатами. Среди жильных карбонатов определены все минералы, характерные для рудных жил. Это позволяет считать вполне вероятным продолжение рудных тел до этой глубины и далее, хотя непосредственно скважинами они пока не были пересечены.

Вертикальная зональность схематически представлена на рис. 2, где показана отдельно зональность в трубообразных телах с развитием окварцевания и в жильных телах с типичными околожильными березитами. Судя по геологическим наблюдениям и по характеру метасоматических ассоциаций, жильные тела в момент образования располагались глубже, чем трубообразные. Впоследствии в результате тектонических смещений часть из них была поднята до уровня трубообразных, но в действительности они отражают более глубокий эрозионный срез и более глубинные уровни минералообразования. Это схематично отражено взаимным расположением зон на рис. 2, где приведена также обобщенная схема вертикальной зональности метасоматитов и глубины распространения оруденения, из которой следует, что березитизация на месторождении широко развита, захватывает практически все породы рудного поля, продолжается на неопределенно большую глубину и сама по себе не может быть критерием распространения на глубину отдельных рудных тел. Однако она является признаком мощного гидротермального процесса и поэтому свидетельствует о принципиальной возможности обнаружения новых горизонтов рудной минерализации на глубине. Более конкретным признаком рудной минерализации, по нашему мнению, является обнаружение в керне глубоких скважин зон березитов с марганцевистыми карбонатами, в частности с марганец-кальцитом. Развитие интенсивного окварцевания вплоть до возникновения кварцитов с диаспором и андалузитом и околожильных кварц-серицитовых пород ограничивает интервал богатого оруденения с ассоциациями теллуридов, характерного для верхних рудных горизонтов. В крутопадающих жильных зонах с березитами, слагающих средние и глубокие горизонты, оруденение представлено в основном блеклорудными ассоциациями, интенсивность его ниже, чем на верхних уровнях, но



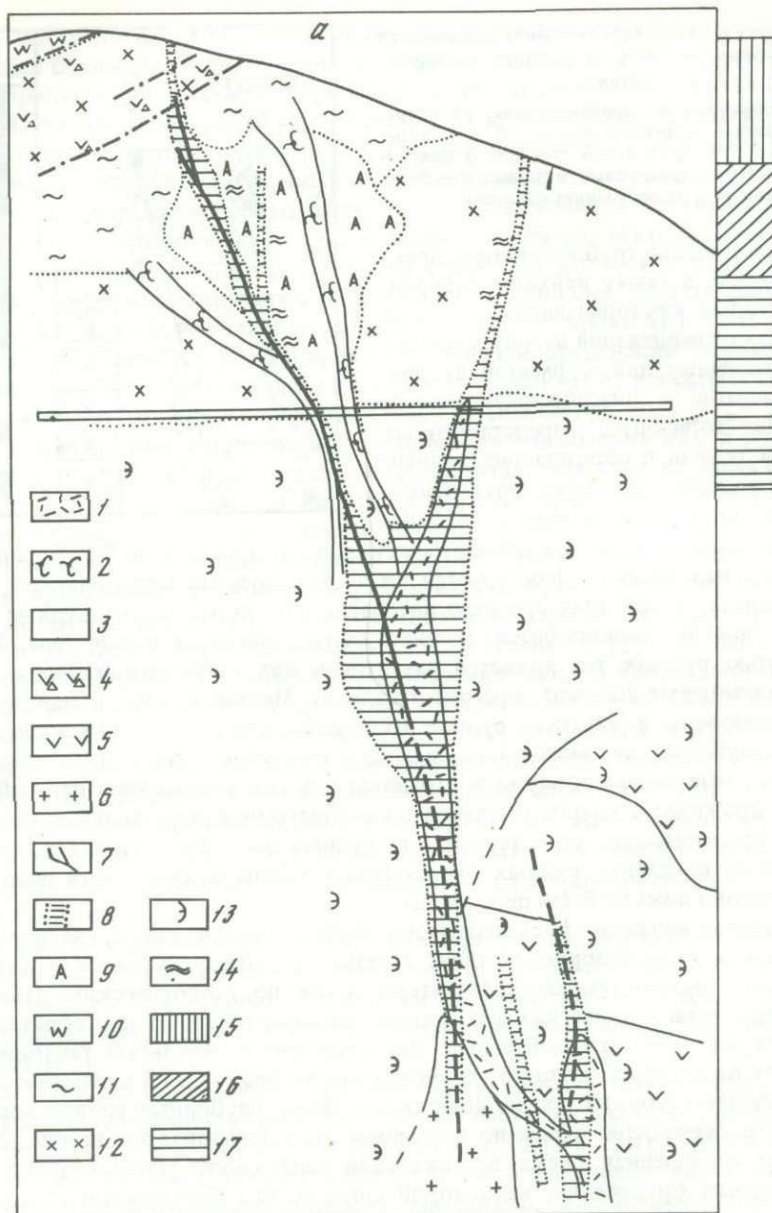


Рис. 3. Зональность золото-серебряного месторождения

a – схематический геологический разрез; *б* – схема соотношений рудной и метасоматической зональности (составлены с использованием материалов А.Н. Некрасовой, О.В. Русиновой); 1 – субвулканические липариты; 2 – эксплозивные брекчии; 3 – дациты; 4 – туфобрекчии; 5 – андезиты; 6 – гранодиорит-порфиры; 7 – кварцево-рудные жилы; 8 – зоны интенсивной серицитизации; 9 – зоны адуляризации; 10 – вторичные кварциты; 11 – зона гидрослюдизации; 12 – кальцит-хлоритовые пропилиты; 13 – эпидотовые пропилиты; 14 – ритмично-полосчатые кварца-уларьевые агрегаты; 15–17 – рудные зоны 1–3; А – адуляр, Ал – алунит, Гс – гидрослюда, Кар – карбонат; на рис. 3, б заштрихованы надрудный и подрудный уровни

б

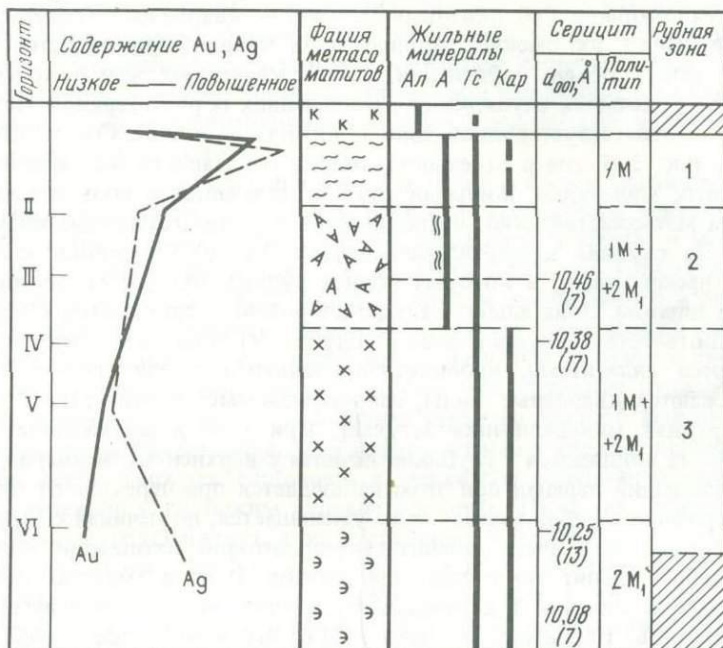


Рис. 3 (окончание)

оно более выдержано по падению. Прямым признаком выклинивания оруденения на глубину и бесперспективности поисков рудных тел в месторождениях такого типа является общее заметное ослабление интенсивности и сокращение масштабов березитизации вмещающих пород.

Месторождения, сформированные в условиях большого температурного градиента. Они характеризуются отчетливой вертикальной зональностью руд и метасоматитов. Нами рассматриваются приповерхностные (эпитермальные) месторождения в зонах активных интрузивных контактов (порфировые) и семейство колчеданных месторождений.

Приповерхностные месторождения формируются в хорошо аэрируемых вулканических толщах в условиях большого градиента не только температуры, но и окислительных условий. Одно из таких месторождений, принадлежащее к золото-серебряной рудной формации, заключено в толще вулканитов дацитового и липаритового состава с участием игнимбритов и автомагматических брекчий, представлено крутопадающими кварцевыми жилами (рис. 3, а). Вблизи главной рудолокализирующей структуры расположены трубообразные тела гидротермальных брекчий. Рудовмещающая толща подстилается пропилитизированными андезитами. Все перечисленные породы и рудные жилы прорваны дайками базальтов и андезито-базальтов. Гидротермальный процесс вызвал интенсивные преобразования вмещающих пород с возникновением кварцитов (каолинитовых и алунитовых), кварц-гидрослюдистых метасоматитов, пропилитов, а вокруг кварцево-рудных жил — продуктов адуляризации. В рудных жилах главный минерал — кварц, а из нерудных минералов широко развиты адуляр и гидрослюда, реже каолинит. После околорудного метасоматизма происходило рудоотложение и формирование рудных малосульфидных ассоциаций. В размещении рудных ассоциаций наблюдается закономерность. Так, в пределах восточного участка А.Н. Некрасовой [3] выявлена вертикальная рудная зональность с чередованием рудных ассоциаций сверху вниз: 1) золото-канфилдит-фрейбергит-халькопиритовая; 2) золото-пирит-сфалеритовая; 3) галенит-канфилдитовая. Продукты метасоматизма, по дан-

ным О.В. Русиновой, тоже обнаруживают ясную вертикальную зональность. Сверху расположены маломощные каолиновые с алунитом кварциты, не содержащие рудной минерализации. Ниже их сменяет мощная зона кварц-гидрослюдистого изменения, вмещающая главный объем оруденения. Около кварцевых жил в пределах нижней части этой зоны отмечается адуляризация вмещающих пород. Верхняя часть зоны (без адуляризации) соответствует рудной зоне 1, нижняя – зоне 2. Соотношение этих зон изображено на рис. 3, б, где в отдельном столбце показано также распространение на глубину жильных минералов. Жильный адуляр встречается в большем вертикальном интервале, чем метасоматический, и проникает в верхние горизонты кварц-гидрослюдистой зоны. На глубине кварц-гидрослюдистые породы сменяются альбит-кальцит-хлоритовыми пропилитами, в которых вблизи рудных тел альбит замещается калиевым полевым шпатом. Зона альбит-кальцит-хлоритовых пропилитов с адуляром приблизительно соответствует рудной зоне 3. Глубже VI горизонта брекчий андезито-дацитов сменяются андезитами, пропилитизированными в эпидот-хлоритовой фации. В них продолжают кварцевые жилы, сопровождаемые серицитизацией боковых пород, однако рудная минерализация затухает. При этом в рассматриваемом разрезе содержание золота понижается с глубиной начиная с верхней части кварц-гидрослюдистой зоны. Наибольший перепад при этом наблюдается при переходе от рудной зоны 1 к зоне 2. Содержание серебра вначале тоже уменьшается, но начиная с V горизонта растет в связи с развитием здесь галенит-канфилдитовой ассоциации, совпадающей с интервалом альбит-кальцит-хлоритовых пропилитов. В метасоматитах наряду со сменой минеральных ассоциаций в вертикальном сечении происходит изменение свойств и состава минералов. Например, по данным О.В. Русиновой, гидрослюды на верхних горизонтах представлены исключительно метастабильной модификацией $1M$, тогда как в нижнерудном и подрудном уровнях развиты смеси $1M + 2M_1$, часто с преобладанием $2M_1$. Степень гидратированности слюд заметно уменьшается с ростом глубины (см. рис. 3, б). На верхних горизонтах (II и III) в кварцевых жилах распространены ритмично-полосчатые текстуры кварц-адуляровых агрегатов. По данным А.Н. Некрасовой, эти текстуры становятся неясными и исчезают примерно на уровне, соответствующем нижнему выклиниванию богатой рудной минерализации и резкому уменьшению содержаний золота и серебра.

Таким образом, в рассматриваемом месторождении признаком выклинивания рудного тела служит переход с глубиной кальцит-хлоритовых пропилитов в эпидот-хлоритовые, совпадающий со сменой пород от брекчий андезито-дацитов к андезитам. При этом не исключается возможность появления зон минерализации с другими рудными ассоциациями, но с небольшой вертикальной протяженностью. Возможно также проникновение рудной минерализации глубже в пределы зоны эпидотовых пропилитов вдоль крутопадающих дорудных даек или некков дацитов и липаритов. Признаком нижнего выклинивания богатой минерализации служит "размывание" ритмично-полосчатых структур и исчезновение адуляра в жилах.

Характер выклинивания оруденения на глубине наглядно демонстрируется примером Балейского рудного поля. Рудная минерализация заключена в толще конгломератов и песчаников, подвергшейся интенсивной аргиллизации. Верхний предел распространения оруденения совпадает с подошвой каолиновых кварцитов, образующих верхний горизонт аргиллизации [7]. Повышенная продуктивность приурочена к участкам аргиллизации, расположенным непосредственно под экраном кварцитов. К тем же зонам в общем тяготеют и участки жил, обогащенные мышьяком, но мышьяк имеет тенденцию концентрироваться выше и в отличие от золота проникает в надрудный горизонт через кварцитовый экран. Нижний предел распространения оруденения примерно совпадает с границей между осадочной толщей и гранитами фундамента. К этому же контакту приурочена смена фаций околорудных метасоматитов: низы осадочной свиты аргиллизированы в хлорит-монтмориллонитовой фации, а границы фундамента пропилитизированы в эпидот-хлоритовой фации. В фундаменте встречаются рудные жилы, но они имеют подчиненное значение. Обычно в гранитах жилы

ветвятся и выклиниваются, хотя отдельные зоны рудной минерализации здесь возможны. Для рассмотренного месторождения, так же как и для предыдущего, отмечается, хотя и ограниченное, развитие в контактовых частях жил кварц-адуляровых агрегатов [4], приуроченных к верхним горизонтам месторождения и обогащенных рудной минерализацией. Таким образом, признаками выклинивания рудных тел на глубину являются смена аргиллизированных пород пропилитами и переход из осадочного чехла в граниты фундамента.

Месторождениям порфировой формации посвящена обильная литература, в которой одним из главных вопросов исследуется вертикальная зональность. Характер этой зональности руд и метасоматитов в медно- и молибден-порфиновых месторождениях хорошо известен. Отметим лишь, что наиболее общей чертой является тесная генетическая связь метасоматитов и заключенного в них оруденения. Например, молибденовая минерализация формируется практически одновременно с вмещающими ее кварц-полевошпатовыми метасоматитами. Верхние и средние горизонты порфириновых месторождений изучены лучше, чем глубокие рудные и подрудные уровни. В частности, недостаточно исследован характер нижнего выклинивания оруденения. Известно лишь, что молибденовая минерализация в кварц-полевошпатовых метасоматитах является наиболее глубокой и максимум содержания молибдена свидетельствует о переходе к глубоким рудным уровням. Напротив, обнаружение в руде энаргита, люцонита, голдфилдита, а во вмещающих метасоматитах — кварцитов с каолинитом и алунитом означает, что вскрыта самая верхушка гидротермального ореола. Для этого типа месторождений характерно совмещение в пространстве разнообразных фаций и даже формаций метасоматитов из-за большого градиента температуры, который с глубиной уменьшается. В силу этого и мощность зон, как метасоматических, так и рудных, наименьшая на верхних горизонтах и увеличивается к нижним.

Особым моментом в исследовании вертикальной метасоматической зональности в порфириновых месторождениях является положение участков развития гипса и ангидрита, которые, по данным Ю.М. Столярова, [8] приурочены к глубоким и корневым частям гидротермально-рудных систем, где полиметаллическое и медное оруденение выклинивается. Однако возможно совмещение зоны ангидрита с областью молибденовой минерализации при высоких температурах процесса минералообразования. В общем же ангидритизация, по [8], проявляется в подрудных горизонтах.

В месторождениях колчеданного семейства зональность обладает некоторыми особенностями, связанными с условиями и механизмом их образования. Различаются три вида вертикальной метасоматической зональности соответственно в трех генетических типах месторождений: субмаринно-колчеданном, субаэрально-колчеданном и колчеданно-полиметаллическом.

Для колчеданных субмаринных месторождений характерен обширный ореол подрудных метасоматитов, принадлежащих к кварц-серицитовой формации. На рудном уровне, непосредственно под линзами колчеданных руд, на их выклинивании и далее — на флангах, а иногда и в кровле, образуются серицитовые зоны, часто биминеральные (сплошной мягкий серицит с вкрапленностью пирита). В кровле и реже в подошве рудных тел обычны тонкие зонки темно-зеленых хлоритовых пород. В месторождениях типа Куроко типично присутствие в подошве залежи линз гипса, тесно ассоциирующего с магнезиальным хлоритом. Зоны хлоритизации в кровле рудных тел Куроко менее характерны, хлорит в них представлен магнезиально-железистыми разновидностями (рис. 4, а). В месторождениях, которые можно отнести к уральскому типу, напротив, подрудный хлорит не так типичен, но всегда присутствует оторочка высокожелезистого хлорита или бертьерина в кровле колчеданов (см. рис. 4, б). Зональность метасоматитов включает также смену сульфатов в вертикальном разрезе: в глубинных подрудных зонах развиты ангидрит и гипс в виде прожилков и линз, а в верхней зоне, часто внутри массивных сфалерит-пиритовых руд, распространен барит. Зональность сульфатов интерпретировалась Ю.М. Столяровым [8] как гетерогенная. Если ранний ангидрит он относит к дорудным образованиям, фиксирующим подрудный уровень (как

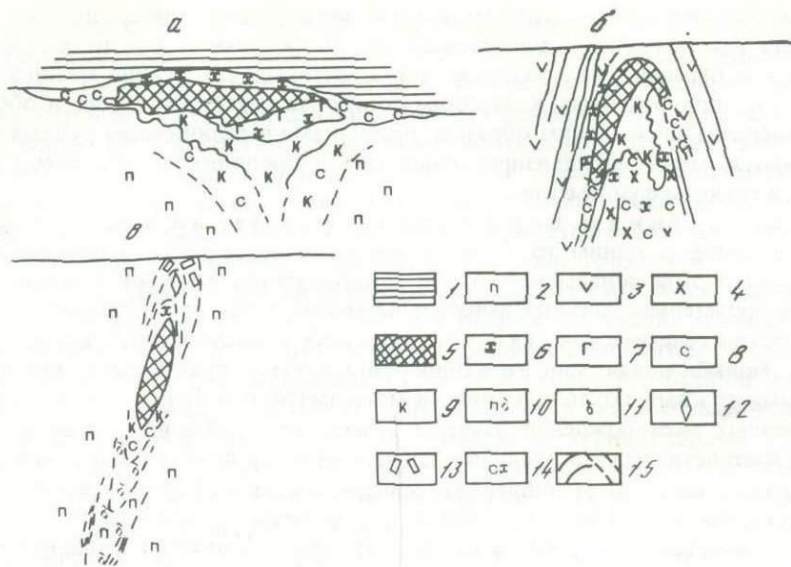


Рис. 4. Схемы зональности метасоматитов в колчеданных месторождениях по [9]

a–*б* – типы колчеданных месторождений: *a* – Куроко, *б* – уральский, *в* – алтайский; 1 – породы надрудного структурного этажа; 2 – пропилитизированные породы рудовмещающей толщи; 3 – порфириты, диабазы; 4 – дацитовые порфириты; 5 – массивные сульфидные руды; 6–14 – метасоматиты: 6 – хлоритолиты, 7 – гипсовая залежь с хлоритом, 8 – серицитолиты, 9 – серицитовые кварциты, 10 – березитизированные породы, 11 – березиты, 12 – надрудные зоны отложения карбонатов, 13 – надрудные зоны альбитизации, 14 – кварц-серицит-хлоритовые породы; 15 – слоистость

и в порфировых месторождениях), то барит и алунит на верхних горизонтах он считает синрудными.

Приведенная выше картина зональности, безусловно, схематична. Реальные соотношения значительно сложнее. Например, месторождениям уральского типа свойственны "перебои", т.е. зоны рудной сульфидной вкрапленности в подрудном или надрудном ореолах кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов. "Перебои" встречаются иногда на значительном удалении от массивных залежей, в них наблюдается типичная вертикальная зональность от пиритовой вкрапленности внизу до пирит-халькопиритовой и сфалерит-халькопиритовой вверх. Около "перебоев" отмечается усиление метасоматической переработки пород, возникновение зон серицитолитов и кварц-серицитовых пород. Повторение горизонтов сульфидной минерализации в вертикальном разрезе еще отчетливее проявлено в месторождениях типа Куроко, где часто наблюдаются две и более линз массивных сульфидов на разных глубинных уровнях, отделенных друг от друга интервалами околорудных метасоматитов. В разрезе могут повторяться не только сульфидные тела, но и зоны гипса с магнезиальным хлоритом и барий-полиметаллических ("черных") руд. Все рудные зоны заключены в ореоле кварц-серицитовых пород или в зоне "кремнистых руд". Переход на глубине от кварц-серицитовых к кварц-серицит-хлоритовым породам и серицитизированным дацитам с сохранившимся альбитом свидетельствует о приближении к корневым частям гидротермальной системы и о малой вероятности встретить на этой глубине рудные тела.

Таким образом, метасоматическая зональность помогает идентифицировать "истинную" подошву рудных тел, подрудный интервал и с некоторыми оговорками предсказать вероятность встречи рудных зон или тел под разведываемыми рудными телами. Поскольку большинство колчеданных месторождений приурочено к складчатым областям, современное залегание руд часто отличается от первоначального. В крыльях складок колчеданные линзы могут иметь неестественное крутое падение, и в этих случаях

уменьшение мощности сульфидной линзы по падению, сопровождаемое увеличением роли серицитолитовых пропластков, свидетельствует о приближении к "истинному" флангу залежи, а в существующем залегании — к нижнему пределу распространения рудного тела. Подробно интерпретация различных модификаций зональности колчеданных месторождений в случае наложения складчатых дислокаций разобрана В.П. Логиновым [1].

Колчеданные месторождения в субаэральных вулканических толщах характеризуются в целом сходной зональностью с субмаринными месторождениями. Однако в верхней части гидротермальной системы здесь интенсивно проявлено окварцевание, а в состав кварцитов входят каолинит (диккит) и алунит. Соотношения рудных тел и метасоматической зональности аналогичны разобранному выше субмаринному типу. Примерами залежей субаэрального типа служат колчеданные месторождения Центрального Среднегорья Болгарии, Кедабекского района на Малом Кавказе, современные и молодые серно-сульфидные месторождения Курильских островов и Японии.

Колчеданно-полиметаллические месторождения алтайского типа по составу руд и некоторым геологическим особенностям сходны с типом Куроко, но отличаются широким развитием березитизации — околорудного изменения вмещающих пород. Вертикальная метасоматическая зональность в этих месторождениях подробно исследована В.Б. Чекваидзе [9], который показал отличия зональности в подрудном и надрудном ореолах метасоматитов (см. рис. 4, в).

В подрудном уровне происходит последовательное выщелачивание из пород оснований кислыми растворами, а в надрудном — переотложение этих оснований в обратном порядке. Таким образом, продукты предрудного кислотного выщелачивания оказываются в пространстве отделенными от продуктов "сопряженного" осаждения. Менее ярко эта особенность проявлена и в других типах колчеданных месторождений. Таким образом, метасоматическая зональность в колчеданных месторождениях формировалась при резко проявившейся дифференциации продуктов кислотного выщелачивания (кварц-серицитовые и существенно кварцевые породы) и сопряженного переотложения, что предполагает кислотно-основную дифференциацию в потоке гидротермальных растворов.

Вертикальная метасоматическая зональность с участием в верхних зонах каолинитовых и алунитовых кварцитов имеет два генетических аспекта. В месторождениях, сформировавшихся в вулканических толщах в приповерхностных условиях, как показано выше, рудная минерализация концентрируется под "шляпой" каолинитовых или алунитовых кварцитов, составляющих верхнюю зону метасоматического ореола и переходящих на глубине в зону рудовмещающих кварц-гидрослюдистых пород. В некоторых областях с длительно развивающимся вулканизмом и сопряженной интрузивной деятельностью гидротермальные процессы проявляются неоднократно. При этом вначале могут образоваться синвулканические алунитовые кварциты, а после длительного перерыва в связи с новым этапом магматической деятельности, обычно интрузивной, происходит интенсивная березитизация погребенных вулканических толщ и отложение рудной минерализации. Этот тип взаимоотношений между алунитовыми кварцитами и оруденением принципиально отличается от охарактеризованного выше для приповерхностных вулканогенных месторождений. Алунитовые кварциты в этих случаях не связаны с рудным процессом, и непосредственно под ними оруденение, как правило, отсутствует. Выходы кварцитов тяготеют к обрамлению рудного поля, как, например, в золото-теллуридном месторождении (рис. 5). Район месторождения сложен андезито-дацитами, подвергшимися сильной березитизации. На флангах рудного поля обнажена толща кварцевых порфиров и их туфов, перекрывающая толщу андезито-дацитов. Алунитовые и каолинитовые кварциты развиты исключительно по кислым вулканитам, а их возраст синхронен с возрастом вмещающей толщи. Золото-теллуридное оруденение расположено в пределах андезито-дацитов, его возраст на 20–30 млн. лет моложе вмещающих пород, перекрывающих их кислых

вулканитов и развитых по ним алунитовых кварцитов. Бурение скважин через алунитовые кварциты в подстилающие породы не обнаружило признаков рудной минерализации ни в кварцитах, ни в аргиллизированных кварцевых порфирах под ними, так как рудные растворы использовали не поствулканические, а иные каналы.

Ритмично-полосчатые образования проявляются в рудных жилах различного состава — в кварц-адуляровых, кварц-хлоритовых (кварц-бертьериновых), кварц-сульфидных, кварцевых, реже в кварц-серицитовых; не распространены лишь кварц-карбонатные ритмично-полосчатые агрегаты. Механизм их образования сложен и не изучен, но для наших целей существенно, что они возникают в сравнительно узком интервале глубин и в участках повышенных градиентов температуры и кислотности растворов, к ним обычно приурочены рудные столбы или гнезда. Наблюдаются текстур-

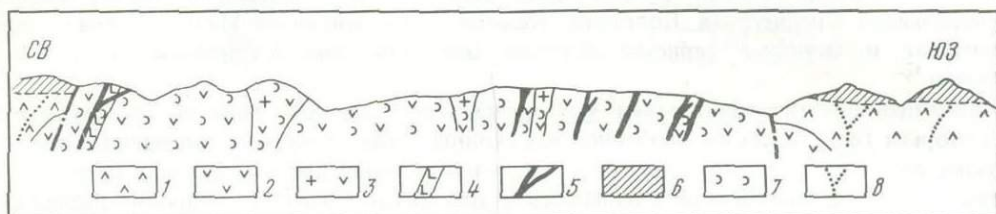


Рис. 5. Схематический геологический разрез через рудное поле золото-теллуридного месторождения. Составлен с использованием материалов В.Р. Гейнке

1 — кварцевые порфиры; 2 — андезито-дациты; 3 — субвулканические тела андезито-дацитов; 4 — дайки диабазовых порфиритов; 5 — кварцево-рудные жилы; 6 — каолинит-алунитовые кварциты; 7 — березитизированные породы; 8 — предполагаемые каналы циркуляции растворов, с которыми связано образование алунитовых кварцитов

ные свидетельства одновременного осаждения золота с адуляром и серебра с бертьерином в таких жилах. Проведенный выше анализ вертикальной зональности на конкретных месторождениях показал, что ритмично-полосчатые кварц-адуляровые агрегаты развиты в верхних частях кварцевых жил, к которым приурочена и богатая рудная минерализация. Более широко распространены ритмично-полосчатые монокварцевые агрегаты, в которых чередуются тонкие полоски кварца разной окраски. Иногда границы между полосками обогащены тонкорассеянными сульфидами, теллуридами или самородным золотом. Распространение таких образований имеет более широкие границы в вертикальном сечении, чем в кварц-адуляровых, но и они в основном приурочены и ярче всего выражены на верхних горизонтах рудных тел. Например, в уже упоминавшемся золото-теллуридном месторождении ритмично-полосчатые кварцы характерны для трубообразных рудных тел, которые представляли собой верхние уровни месторождения во время его формирования. Такие же образования встречаются и в некоторых жильных зонах, соответствующих более глубинному уровню, но они проявлены локально, значительно менее отчетливо, а на глубоких горизонтах вовсе отсутствуют. Температура гомогенизации газовой-жидких включений в таких полосчатых кварцах 180–210°С [2].

Кварц-бертьериновые ритмично-полосчатые образования наблюдались на существенно серебряном месторождении золото-серебряной формации в Охотско-Чукотском вулканическом поясе. Там они развиты в зоне бертьерин-аргентитовой и бертьерин-полиметаллической рудных ассоциаций, содержащих, кроме того, адуляр и представляющих собой верхние горизонты месторождения. С глубиной эти ассоциации вытесняются карбонатными, также продуктивными на серебро и содержащими бертьерин, но не обладающими ритмично-полосчатыми текстурами. Упомянутые полосчатые агрегаты сложены чередующимися полосками кварца, адуляра и бертьерина либо кварца и бертьерина толщиной от долей миллиметра до 1–3 мм. К границе полосок приурочены микроскопические выделения самородного серебра и акантита, свидетельствующие

щие об одновременности их отложения с бертьерином. Участки распространения описываемых ассоциаций и текстур сопровождаются наиболее богатой рудной минерализацией. Температура образования кварц-бертьериновой ассоциации, по данным гомогенизации газовой-жидких включений и декрепитации кварца, адуляра и сосуществующих с ним сульфидов, составляла 210–365°С, а для ритмично-полосчатых образований, распространенных в наиболее верхних частях рудных тел, по-видимому, были ближе к нижнему температурному пределу.

Во всех наблюдавшихся случаях проявления ритмично-полосчатой зональности в кварцевых, кварц-адуляровых, кварц-бертьериновых агрегатах основу составлял кварц, а в виде примеси присутствовали рудные компоненты (серебро, золото, медь, свинец и др.). Форма проявления рудных компонентов различная: это либо мелкие выделения соответствующих минералов, либо примесь металлов, которая не обнаруживается оптическими методами и определяется только локальным лазерным спектральным анализом, выявившим их избирательную приуроченность к границам полосок кварца и адуляра. Для проявления ритмичной зональности, по-видимому, необходимым условием является достаточно большой размер (мощность) жилы. Например, по сообщению А.Н. Некрасовой, в рассмотренном выше золото-серебряном месторождении кварц-адуляровые полосчатые агрегаты развиты только в крупных жилах, а в сопровождающих их мелких кварц-адуляровых жилах и прожилках подобные текстуры отсутствуют.

Суммируя все наблюдения над ритмично-полосчатыми образованиями, отметим, что для них характерно формирование в участках резкого увеличения вертикального градиента температуры и изменения других параметров минералообразования, приведших также и к массивному выпадению из раствора рудных компонентов как в самородном виде, так и в форме сульфидов. По-видимому, раствор в это время должен был иметь высокую степень пересыщения металлами, глиноземом (в случае выпадения адуляра), глиноземом и железом (в случае выпадения бертьерина). Геологические наблюдения свидетельствуют, что присутствие карбонатов неблагоприятно для возникновения ритмично-полосчатых текстур в жилах. Подобные текстуры наблюдаются в верхней части рудных тел и сопровождаются, как правило, богатой рудной минерализацией. Такое совпадение, по нашему предположению, не случайно и связано с особым состоянием гидротермальной системы в создающихся градиентных условиях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рудоотложение и околорудный метасоматизм являются составными частями общего гидротермального процесса, причем руды формируются после возникновения главной массы околорудных метасоматитов ("дорудной" и "предрудной" стадий). Дорудные и предрудные метасоматиты образуют обширные ореолы регионального или "субрегионального" (т.е. охватывающие все породы рудного поля) масштаба. В этом ореоле руды в большинстве случаев занимают относительно малый объем и расположены в верхней его части. Зональность региональных и субрегиональных метасоматитов в некоторых случаях соответствует рудной зональности и определяет нижний предел распространения рудных тел, как, например, переход на глубине от кальцит-хлоритовых к эпидотовым пропилитам или от эпидотовых к биотитовым пропилитам. Однако в этих случаях определяющая граница метасоматических зон обычно совпадает с литологическим контактом между структурными этажами, который и играет, по-видимому, решающую роль в локализации оруденения и метасоматитов. Таким образом, наличие в рудном поле резкого перехода к глубже залегающей более высокотемпературной фации пропилитов может служить эмпирическим признаком нижнего ограничения рудных тел. Если в рудном поле нет литологического контакта, разделяющего структурные этажи, то вертикальная зональность в дорудных метасоматитах либо не проявляется, либо проявляется нечетко и не может служить таким признаком.

Более тесная связь наблюдается между оруденением и рудовмещающими метасоматитами (в это понятие мы включаем и продукты жильного заполнения). Например, в месторождениях с развитием околорудной березитизации вертикальный размах оруденения обычно совпадает с интервалом проявления в кварцево-рудных жилах (или зонах) кварц-карбонатной прожилковой минерализации. Ее исчезновение на глубине означает близкое выклинивание оруденения. При этом особую роль играют карбонаты, богатые марганцем, особенно манган-кальцит, родохрозит, олигонит, которые служат надежным признаком близости рудной минерализации.

Развитие адуляра в боковых породах и особенно в кварцево-рудных жилах является признаком верхних горизонтов оруденения, в особенности это относится к ритмично-полосчатым кварц-адуляровым и другим образованиям, которые контролируют участки богатой минерализации.

Таким образом, вертикальная метасоматическая зональность в определенных случаях может в совокупности с другими геологическими факторами служить признаком распространения рудных тел на глубину.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Логонов В.П.* Зональность гидротермального изменения и рудоотложения на колчеданных месторождениях и ее возможное практическое значение. — В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 251–261.
2. Минеральные ассоциации, структуры и текстуры руд как показатели условий гидротермального рудообразования/А.Д. Генкин, М.Г. Добровольская, В.А. Коваленкер и др. М.: Наука, 1984. 191 с.
3. *Некрасова А.Н., Красильников А.А., Демин Г.П.* Эндогенная рудная зональность на вулканическом золото-серебряном месторождении. — Сов. геология, 1979, № 1, с. 105–110.
4. *Петровская Н.В.* Самородное золото. М.: Наука, 1973. 347 с.
5. *Русинов В.Л.* Вертикальная зональность рудоносных метасоматитов. — В кн.: Вертикальная зональность магматогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1984, с. 24–43.
6. *Русинов В.Л., Зиньков А.В., Бороденков А.Г.* Железо-магнезиально-калиевый метасоматизм в некоторых рудных месторождениях. — В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1979, т. 2, с. 213–234.
7. *Русинова О.В.* Некоторые особенности аргиллизации пород на Балейском месторождении и связь ее с рудоотложением. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М.: Наука, 1970, с. 181–188.
8. *Столяров Ю.М.* О гипогенной сульфид-сульфатной зональности рудных месторождений. — Геология руд. месторождений, 1978, № 3, с. 36–48.
9. *Чекваидзе В.Б.* Вертикальная метасоматическая зональность колчеданно-полиметаллических месторождений. — В кн.: Проблемы вертикальной метасоматической зональности. М.: Наука, 1982, с. 89–104.

УДК 553.462:553.26

В.Т. Покалов

ГЛУБИНА РАСПРОСТРАНЕНИЯ МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ОСНОВЕ МОДЕЛЕЙ ИХ ОСНОВНЫХ ТИПОВ

Месторождения молибдена — типичные плутоногенные образования, генетически связанные с различными гранитоидами и проявляются в разной геодинамической обстановке. Выделяются три главные молибденоносные магматические формации: формация плутонов пестрого состава периода эпигеосинклинальной орогении, с которой ассоциируют медно-молибденовые месторождения; формация умеренно-кислых гранитоидов эпиплатформенной орогении, с ней связаны месторождения практически монометалльных молибденовых руд с небольшой примесью меди и вольфрама; формация лейкократовых гранитов также областей эпиплатформенной орогении с комплексными вольфрам-молибденовыми месторождениями с попутными висмутом, бериллием, флюоритом.

Изучение изотопии Sr, Nd и O в магматических породах названных формаций позволило сделать следующие выводы [1].

1. Магмы, образовавшие плутоны пестрого состава, сложенные монцонитами, сиенитами, диоритами, гранодиоритами, гранитами и габбро, несут черты гибридного, мантийно-корового характера с отчетливо выраженной повышенной щелочностью и повышенной ролью в них калия; они широко проявились практически во всех складчатых областях фанерозойского возраста.

2. При формировании магм, образовавших плутоны умеренно-кислых гранитоидов, среди которых преобладают биотитовые и амфибол-биотитовые граниты, гранодиориты, кварцевые сиениты и резко подчиненное значение имеют диориты, габбро-диориты и габбро, также происходило смешение глубинной основной магмы с кислыми выплавками корового происхождения. Однако преимущественное развитие в рудоносных плутонах кислых разностей пород позволяет сделать вывод о преобладающей роли сиалических коровых вышпавок. Рудоносные плутоны распространены в областях развития наложенных впадин восточно-азиатского типа, в разделяющих впадины поднятиях и в обрамлении впадин.

3. Магмы, образовавшие плутоны лейкократовых гранитов, возникли в результате плавления сиалической коры; области их развития характеризуются отсутствием крупных наложенных впадин типа восточно-азиатских, движения блоков земной коры здесь были, по-видимому, менее контрастными, чем при образовании плутонов умеренно-кислых гранитоидов.

Месторождения молибдена пространственно очень тесно связаны с апикальными частями плутонов, располагаясь в их экзо- и эндоконтактных зонах. Поэтому при глубинном прогнозировании этих месторождений большое значение имеет выявление гранитных куполов, не выходящих на поверхность. Эта задача решается с помощью изучения минерально-геохимических ореолов, обусловленных процессами, происходившими в экзоконтактных зонах на магматической и постмагматической стадиях развития рудно-магматической системы, и тех особенностей физических полей, по которым можно определять глубинное строение исследуемого участка земной коры и прогнозировать не обнаженные эрозионным срезом гранитные плутоны и их апикальные части.

ОРЕОЛЫ ЭКЗОКОНТАКТОВОЙ ЗОНЫ РУДОНОСНЫХ ПЛУТОНОВ

О р е о л ы р о г о в и к о в. В экзоконтакте гранитов наблюдается обычная околоинтрузивная зональность роговиков. Первые 10–15 м от контакта с гранитами приходятся на зону высокотемпературной пироксен-роговиковой фации; далее до 100 м от контакта распространены роговики высокотемпературной амфиболитовой фации; в интервале от 100 до 250 м наблюдаются пятнистые роговики среднетемпературной эпидот-амфиболитовой фации, выше которых развиты метаморфические изменения, отвечающие низкотемпературной зеленосланцевой фации. За пределами рудного поля они сопутствуют изменениям пород, претерпевших региональный метаморфизм. Таким образом, роговики амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, общая мощность которых 250 м, могут быть рекомендованы в качестве признака не вскрытого эрозией гранитного купола.

О р е о л т у р м а л и н и з а ц и и. В связи с процессом контактового метаморфизма в зоне роговиков, а также над ней нередко формируется ореол более или менее равномерной, но редкой вкрапленности турмалина. Его мощность по отношению к поверхности гранитов может достигать 500 м. При этом в роговиках, несмотря на появление в них турмалина, содержание бора ниже фонового, а над роговиками — выше фонового. По-видимому, в результате контактового метаморфизма произошло перераспределение бора — вынос из зоны ороговикования и накопление над ней.

О р е о л б и о т и т и з и р о в а н н ы х п о р о д. В результате метасоматического процесса биотитизации (в магнезиальной среде — флогопитизации), широко и ин-

тенсивно проявленного над апикальными частями рудоносных плутонов, образовались крупные ореолы измененных пород, площадь выхода которых до 20–25 км² при мощности 800–1000 м. Процесс биотитизации пород экзоконтакта, протекавший на магматической стадии, приводил к накоплению в них Fe, Mg, Al, Ca, Ti, V, Cr, Mn, K, Na при значительном выносе SiO₂. Минералогически он выражается в замещении мелкочешуйчатым биотитом всех основных минералов роговиков и неороговикованных пород за исключением калиевого полевого шпата, андалузита и апатита. Содержание биотита в породах колеблется от 10 до 60%. Наиболее высокая степень биотитизации пород наблюдается у самого контакта с гранитами, с удалением от него она постепенно убывает. Макроскопически это темно-серые, темно-коричневые, почти черные мелкозернистые породы.

О р е л ь ф е л ь д ш п а т и з а ц и и. В экзоконтакте апикальных частей рудоносных плутонов на магматической стадии процесса развивались полевошпатовые прожилки, сложенные преимущественно (на 95–98%) калиевым полевым шпатом (высокий и промежуточный псевдомоноклинный ортоклаз, $2V = 50-70^\circ$; степень триклинности $\Delta = 0$) с низким содержанием пертитов распада; в небольшом количестве в прожилках присутствуют плагиоклаз (альбит-олигоклаз), кварц и биотит. Калиевый полевой шпат корродируется плагиоклазом с выделением мирмекитовых вростков кварца. В результате фельдшпатизации происходила дебазификация пород, что может рассматриваться как их гранитизация. Мощность зоны с полевошпатовыми прожилками 250–300 м, и наибольшая концентрация их наблюдается вблизи гранитов – до 10–15 на 1 м породы; с удалением от гранитов их количество постепенно убывает.

Таким образом, по характеру экзоконтактовых изменений, их интенсивности и соотношению разных типов этих изменений можно определить местонахождение не вскрытого эрозией гранитного плутона и примерную глубину залегания его апикальной части.

ОРЕОЛЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД

Ореолы гидротермальных изменений представлены калишпатизированными, альбитизированными, грейзенизированными, окварцованными, серицитизированными, аргиллизированными и пропилитизированными породами в экзо- и эндоконтактовых зонах рудоносных плутонов.

Ореолы калишпатизированных пород широко развиты на месторождениях молибденовой и медно-молибденовой формаций. Обычно это сложное переплетение зон калишпатизации разной ориентировки. Мощность отдельных зон от 1–2 см до нескольких метров. Местами, особенно в центральных частях ореолов, наблюдается сплошная калишпатизация пород. Площадь развития калишпатизированных пород 0,5–1,0 км². На глубину они прослеживаются до 500–800 м. Процесс калишпатизации протекал с выносом из пород Si, Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, P и накоплением в них K и Al.

Ореолы альбитизированных пород наиболее широко развиты в апикальных частях плутонов лейкократовых гранитов, с которыми связаны месторождения вольфрам-молибденовой формации. Мощность эндоконтактовой зоны, где развиты альбитизированные породы, достигает 200–300 м. Альбитизация проявлена неравномерно, участки или зоны более или менее интенсивно альбитизированных гранитов чередуются с участками практически неизмененных гранитов. Процесс альбитизации протекал с выносом из гранитов K, Ca, Mg, Fe и накоплением в них Na и Al. Эрозионный срез апикальной части рудоносного плутона, при котором отсутствуют признаки широкой альбитизации гранитов, свидетельствует о бесперспективности или малой перспективности развитого здесь вольфрам-молибденового оруденения на глубину.

Ореолы грейзенизированных пород обычно наиболее широко развиты в самой верхней апикальной части плутонов лейкократовых гранитов, с которыми связаны вольфрам-молибденовые месторождения. Иногда, как, например, на месторождении Югодзырь (МНР), площадь этих ореолов достигает нескольких квадратных километров.

Ореолы окварцевания и серицитизации характеризуются весьма крупными размерами и проявлены на месторождениях всех трех рассматриваемых формаций. Окварцевание представлено сложной сетью кварцевых прожилков и жил, которые иногда в центральных частях месторождений переходят в сплошные кварцевые тела штокообразной формы (Бугдая, Сора, Клаймакс). По направлению к краевым частям ореолов количество прожилков постепенно уменьшается. Породы, вмещающие кварцевые жилы и прожилки, в разной мере серицитизированы. Ореолы окварцованных и серицитизированных пород в плане до 15–20 км², на глубину они прослеживаются до 1000 м и более. С окварцованными и серицитизированными породами непосредственно связаны ореолы рудных элементов.

Ореолы аргиллизированных пород представляют собой сложное переплетение зон аргиллизации мощностью от нескольких сантиметров до десятков метров; местами, особенно в центральных частях ореолов, наблюдается сплошная аргиллизация, а по периферии ореолов развиты отдельные редкие ее зоны. Площадь развития аргиллизированных пород достигает несколько квадратных километров, вертикальный размах 600–800 м и более. Аргиллизация происходила после рудообразования. Наиболее распространенными новообразованиями в этих измененных породах являются каолинит, монтмориллонит, диксит, иногда карбонаты. В процессе аргиллизации из пород выносились Fe, Mg, Na, Si, накапливались Al, Ca, CO₂.

Пропилитизированные породы на молибденовых месторождениях развиты нешироко, на многих они практически отсутствуют. Чаще встречаются на месторождениях медно-молибденовой формации, но и здесь они не образуют крупных контрастных ореолов. Неясными остаются временные соотношения пропилитизации с другими метасоматическими процессами и ее связь с рудоотложением.

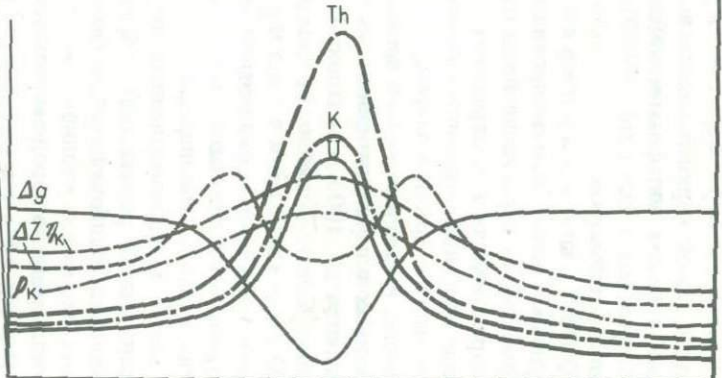
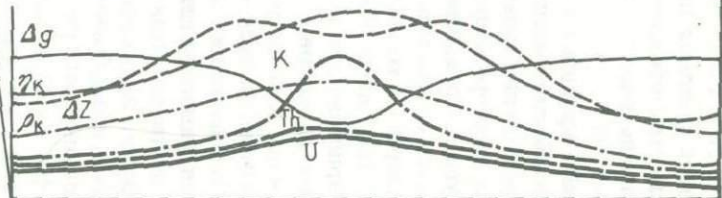
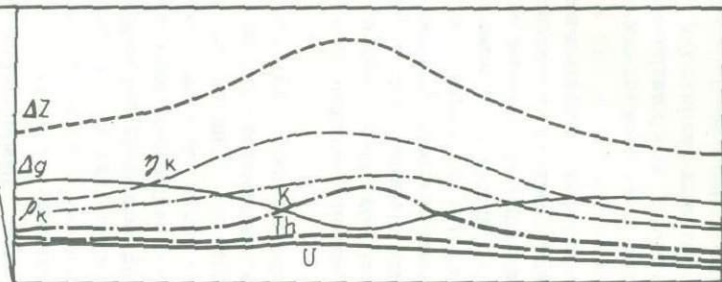
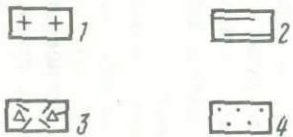
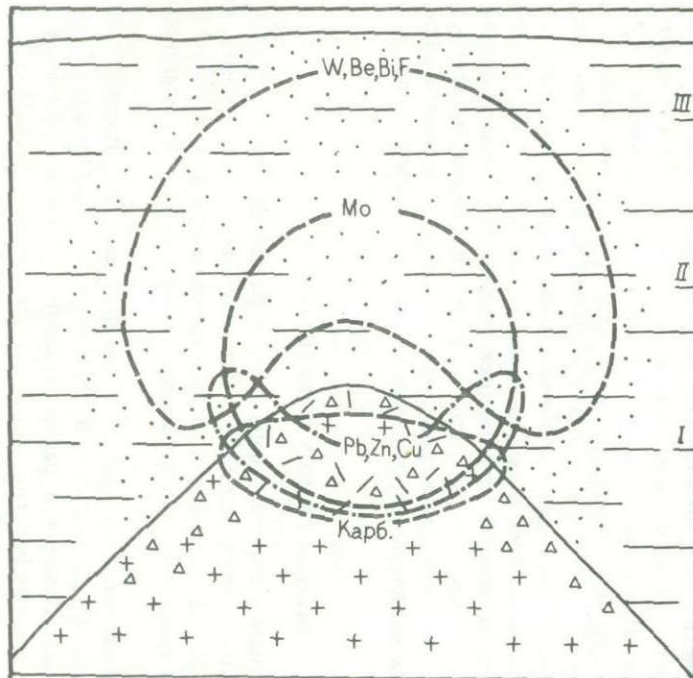
Охарактеризованные типы гидротермальных изменений разных стадий гидротермального процесса пространственно часто в значительной мере бывают совмещенными. Вместе с тем в их расположении намечается некоторая зональность — калишпатизация, альбитизация и грейзенизация проявляются главным образом в эндоконтактных зонах рудоносных плутонов, в центральных и нижних частях месторождений; более широко и выше по разрезу развиваются окварцевание и серицитизация; для самых верхних и краевых частей месторождений характерны аргиллизация и пропилитизация.

ОРЕОЛЫ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Площади ореолов молибдена, сопровождающих месторождения этого металла независимо от их промышленного типа (жильного, штокверкового, скарнового), колеблются от нескольких до 20 км² при вертикальном размахе ореолов до 1,5–2,0 км и более, что гарантирует их выявление при проведении литохимической съемки масштаба 1:50 000.

В рудных геохимических ореолах наиболее распространены элементы-спутники молибдена — Cu, W, Pb, Zn, Bi, не всегда F, B, Sn и реже Au, Ag. Ореолы образованы в результате процесса рудоотложения и распространения в породах рудных и сопутствующих им минералов. Их морфология зависит от тектонической структуры месторождения и в значительной мере отражает морфологию рудных тел.

Рудная зональность, свойственная молибденовым месторождениям, отчетливо проявляется и в рудных ореолах. На медно-молибденовых и молибденовых месторождениях отношение содержания молибдена к содержаниям меди в ореолах обычно воз-



растает с глубиной и уменьшается по направлению к флангам, т.е. медь распространяется шире и выше молибдена. Иногда горизонтальная зональность проявляется лишь в одном направлении, например на Каджаранском месторождении по отношению к Дебаклинскому разлому, висячем крыле которого расположено оруденение.

Ореолы интенсивно пиритизированных пород куполообразно окружают медно-молибденное оруденение. Ореолы свинца и цинка находятся, как правило, в периферических частях рудных полей, за ореолами интенсивной пиритизации (Калымакыр, Каратас IV, Агарак, Каджаран, Пластица в СФРЮ и др.). По вертикали проявления свинца и цинка расположены выше всей остальной минерализации [2].

Вольфрам мало характерен для медно-молибденовых и молибденовых месторождений, заметно повышенные его содержания отмечаются в геохимических ореолах верхних частей этих месторождений. При этом на месторождениях молибденовой формации в краевых частях (включая и верхние) наблюдается прямая ранговая корреляция между вольфрамом и молибденом.

В ореолах вольфрам-молибденовых месторождений максимальные концентрации вольфрама, висмута и особенно фтора присутствуют на верхних горизонтах и флангах, в то время как максимальные концентрации молибдена находятся в их центральных частях и на более низких горизонтах. Свинец и цинк на этих месторождениях связаны с карбонатной минерализацией и концентрируются в корневых частях месторождений и на флангах.

Охарактеризованная преобладающая тенденция в строении рудных ореолов позволяет судить о глубине эродированности оцениваемого оруденения по соотношению молибдена с перечисленными элементами-спутниками.

Для возможности глубинного прогнозирования построены две модели месторождений молибдена: одна (рис. 1) для вольфрам-молибденовых месторождений, связанных с лейкократовыми гранитами, другая (рис. 2) для молибденовых и медно-молибденовых месторождений, связанных с плутонами пестрого состава и плутонами, сложенными умеренно-кислыми гранитоидами.

Первая модель. Вольфрам-молибденное оруденение очень тесно пространственно ассоциирует с апикальными частями плутонов лейкократовых гранитов. Мощность оруденелой экзоконтактной зоны 1300–1500 м, эндоконтактной — 200–400 м. Алюмосиликатные породы в экзоконтактной зоне гранитов биотитизированы с образованием магнетита. Мощность зоны биотитизации 800–1000 м. Ороговикование и фельдшпатизация пород проявляется на расстоянии не более 250–300 м от контакта с гранитами, признаки слабой турмалинизации пород — на расстоянии до 500 м. Эндоконтактные зоны гранитных плутонов до глубины 200 м альбитизированы.

Оруденение накладывается на эти уже измененные породы. При этом обычно происходит прожилковое окварцевание и грейзенизация или сравнительно слабая мусковитизация пород в центральных частях месторождений.

Рудная зональность проявляется следующим образом: в центральных частях месторождений преимущественно развита молибденная минерализация, выше и частично перекрываясь с ней расположены висмут-вольфрамовая минерализация с редким флюоритом, а в глубоких корневых частях месторождений — свинцово-цинковая и карбонатная минерализация.

Мощность оруденелой экзоконтактной зоны может быть разной и даже практически нулевой, когда оруденение в основном находится в эндоконтактной зоне гранитов.

Рис. 1. Модель штокверкового месторождения вольфрам-молибденовой формации, графики физических полей по уровням среза (I–III): магнитного (Δz), силы тяжести (Δg), кажущегося сопротивления (ρ_k), кажущейся полярности (η_k) и поведение урана (U), тория (Th) и калия (K) (по В.Т. Покалову, А.И. Макарову)

1 — лейкократовые граниты; 2 — вулканогенные породы экзоконтакта; 3 — альбитизированные и грейзенизированные граниты; 4 — биотитизированные породы экзоконтакта

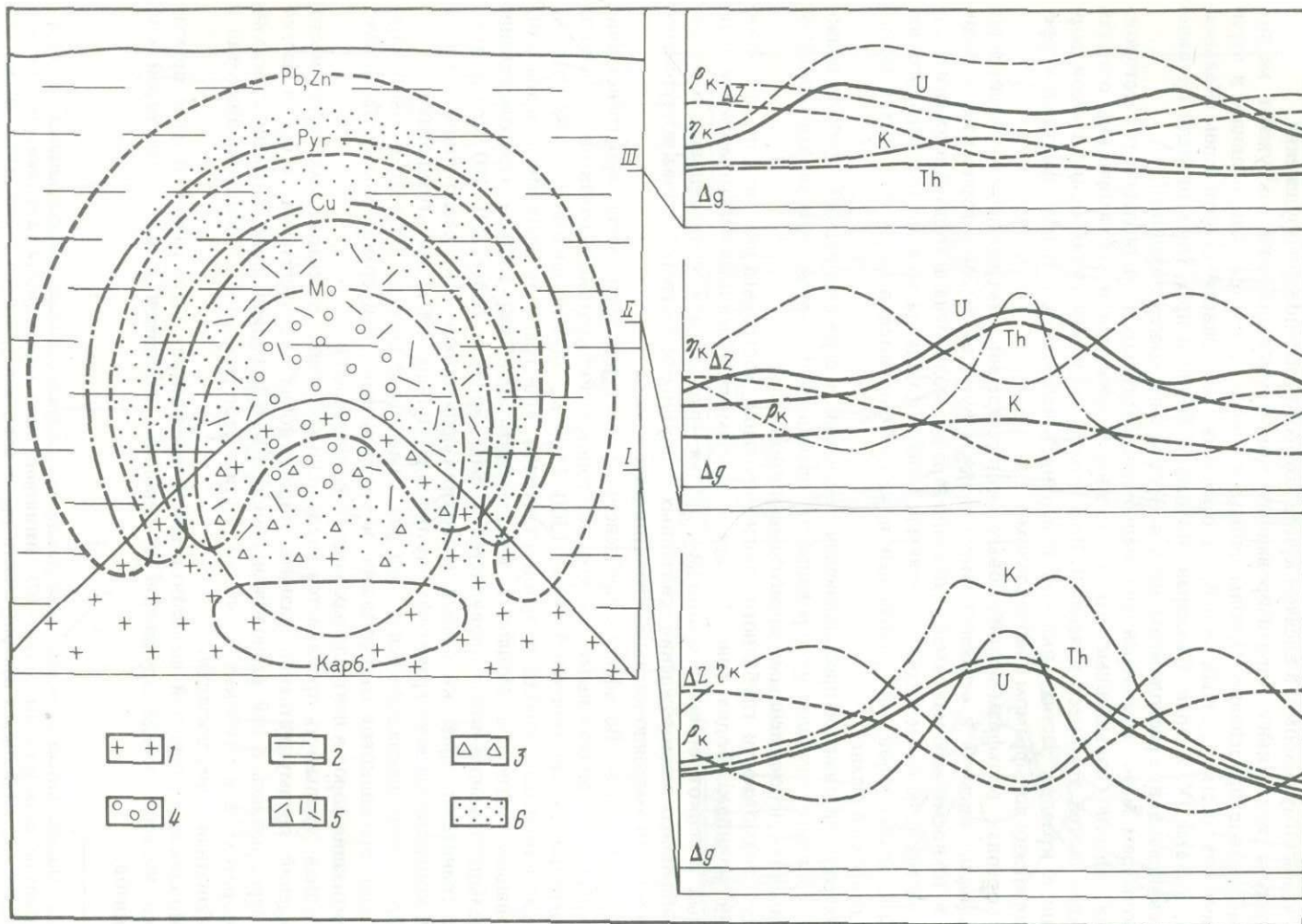


Рис. 2. Модель штокверкового месторождения медно-молибденовой и молибденовой формаций и графики физических полей по уровням среза (см. рис. 1)

1 — средние или умереннокислые гранитоиды; 2 — алюмосиликатные породы экзоконтакта; 3 — калишпатизированные гранитоиды; 4 — окварцованные породы; 5 — серицитизированные породы, 6 — аргиллизированные и во внешних зонах пропицитизированные породы

Поэтому весьма актуальны поиски не вскрытых эрозией гранитных куполов, под которыми на уровне эрозионного среза не проявлена или слабо проявлена рудная минерализация. Как показала практика проведения геофизических работ в Казахстане, такие гранитные купола фиксируются совпадением в физических полях гравитационных минимумов с магнитными максимумами, что связано с повышенной магнитностью пород экзоконтактной зоны апикальных частей плутонов лейкократовых гранитов и низкой плотностью последних. При этом гравиметрическая съемка позволяет установить глубину залегания верхней поверхности плутона и ее морфологию, что очень важно для прогнозной оценки оруденения. Глубины, доступные для такого зондирования, достигают 1,5–2,0 км.

Вторая модель. Молибденовое и медно-молибденовое оруденение ассоциирует с апикальными частями плутонов пестрого состава и плутонов умеренно-кислых гранитоидов. Мощностю оруденелых экзо- и эндоконтактных зон достигает 1000 м. Гранитоиды интенсивно калишпатизированы и окварцованы, в их экзоконтакте породы окварцованы в центральных частях месторождений и широко, но слабо серицитизированы, еще шире и выше развита аргиллизация и пропицитизация.

Рудная зональность выражена следующим образом: в центральных частях месторождений находится молибденовая минерализация; значительно шире и выше развито медное оруденение, которое по периферии сменяется интенсивной пиритизацией пород; далее, охватывая пиритизированные породы, часто с пространственным отрывом от медной минерализации (особенно на медно-молибденовых месторождениях), проявлено серебро-свинцово-цинковое оруденение.

Геофизические методы не столь эффективны для обнаружения рудоносных апикальных частей плутонов, с которыми связаны молибденовые и медно-молибденовые месторождения, как при поисках вольфрам-молибденовых месторождений, многое зависит от разницы плотностей вмещающих и интрузивных пород. Однако плутоны умеренно-кислых гранитоидов нередко фиксируются пониженными аномалиями в гравитационном поле.

В данном случае для глубинного прогнозирования весьма важными являются ореолы аргиллизации, пропицитизации, пиритизации, меди и особое внимание следует уделять проявлениям свинца и цинка. В настоящее время на многих медно-порфировых месторождениях установлена смена молибден-медного оруденения на флангах и вверх по разрезу свинцово-цинковым. Поэтому обнаружение свинцово-цинкового оруденения в металлогенических поясах развития медно-порфировых месторождений может быть признаком присутствия на глубине этих месторождений.

Приводимые графики изменения физических полей молибденовых месторождений (см. рис. 1, 2) — магнитного, силы тяжести, электрического, поведения калия, урана и тория на разных уровнях среза построенных моделей — показывают, что комплексование таких геофизических методов, как гравиметрия, магнитометрия, электроразведка, вызванная поляризация и гамма-спектрометрия, позволяет проводить глубинное прогнозирование молибденового оруденения наиболее эффективно в сочетании с данными литохимических съемок и петрографического изучения пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Покалов В.Т. Источники магм, продуцирующих месторождения молибдена. — Геология руд. месторождений, 1985, № 5, с. 77–81.
2. Руководство по рациональной методике поисков вольфрамовых и молибденовых месторождений. М.: СЭВ, 1984. 142 с.

Э.Н. Лишнеvский, С.М. Бескин

ОБЪЕМНОЕ СТРОЕНИЕ И ПРОСТРАНСТВЕННОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОЛОВОРУДНЫХ И РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ РАЙОНОВ

Особенности локализации месторождений олова, основанные преимущественно на геологических данных (двумерная задача), к настоящему времени исследованы достаточно полно [2, 9, 10, 20–22, 26, 27 и др.]. Однако истощение фонда открываемых с поверхности месторождений неизбежно ставит вопрос о максимальном использовании геофизических данных, которые позволяют выявлять глубинные рудоконтролирующие факторы, определяющие размещение и концентрацию оруденения, но скрытые, как правило, от непосредственного наблюдения (трехмерная задача).

Решение этой проблемы в значительной степени обеспечено материалами геофизических съемок. Вместе с тем их применение для металлогенического прогноза еще далеко не достаточно, а геологическая интерпретация во многих случаях противоречива.

В данной работе рассмотрена возможность использования геофизических данных для изучения глубинной структуры рудоносных провинций, зон и более мелких металлогенических подразделений. Изложены также результаты проведенного авторами исследования закономерностей размещения и объемного строения плутогенных (гранитогенных) рудных районов, имеющего конечной целью прогноз оловянного и редкометального (танталового) оруденения.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ ОЛОВОРУДНОГО И МОЛИБДЕНОВОГО ПРОФИЛЯ. МАГНИТОМЕТРИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Представления о существовании обособленных оловорудных и молибденовых провинций получают все большее развитие (С.С. Смирнов, Н.А. Хрущов, В.Т. Покалов, Д.В. Рундквист, С.М. Бескин, Ю.Б. Марин, В.К. Денисенко, В.С. Попов и др.). Эта проблема довольно полно рассмотрена В.С. Поповым [21, 22], который показал, что такие провинции выделяются на всех континентах. По данным указанного исследователя, статистически устанавливается относительно пониженная щелочность и более восстановительная среда магматического и постмагматического минералообразования в оловорудных провинциях по сравнению с молибденовыми. В гранитах и гранитоидах оловорудных провинций широко распространены пирротин и арсенопирит и почти полностью отсутствует магнетит, тогда как для аналогичных пород молибденовых провинций весьма характерны пирит и магнетит. Последний находит четкое отображение в их петромагнитных характеристиках [7], что положено нами в основу специализированного районирования аномального магнитного поля как экспрессного и весьма эффективного метода выделения таких провинций [13].

Синтезируя геологические и геофизические данные об особенностях строения и металлогении этих провинций [13, 21, 22], можно сделать следующие выводы.

1. Оловорудные провинции выделяются по преобладанию пониженного спокойного магнитного поля, что указывает на незначительную намагниченность как оловоносных гранитоидов, так и вмещающей их среды. Для них наряду с оловорудными типичны месторождения вольфрама и тантала.

2. Провинции молибденового профиля выделяются по преобладанию знакопеременного варьирующего магнитного поля, что свидетельствует о высокой намагниченности вмещающих пород и самих молибденоносных гранитоидов. Для этих провинций, кроме молибдена, характерны месторождения вольфрама, ниобия, циркония, большей части редких земель, а также висмутосодержащие месторождения.

Анализ особенностей морфологии магнитного поля внутри металлогенических про-

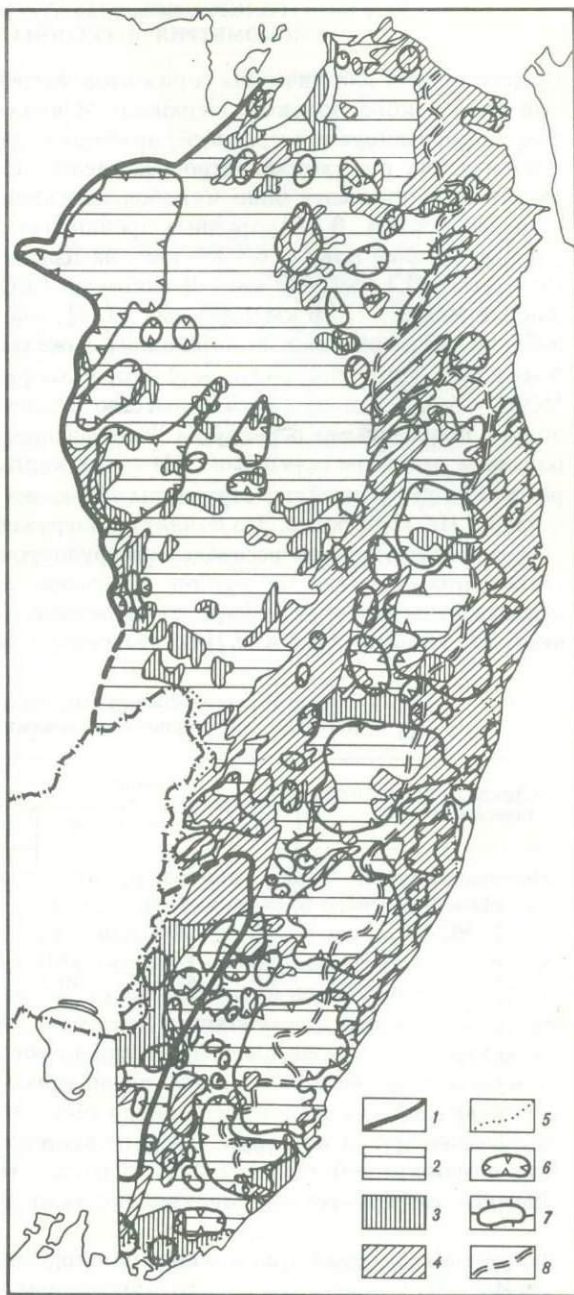
Рис. 1. Схема обобщенных типов магнитных полей Сихотэ-Алинской складчатой системы (в сопоставлении с локальными аномалиями силы тяжести). Составил Э.Н. Лишневский

1 — границы складчатой системы; 2 — обобщенные типы магнитных полей: 2 — спокойное пониженное, 3 — спокойное повышенное, 4 — знакопеременное варьирующее; 5 — границы площадей использованных аэромагнитных съемок; 6—7 — локальные аномалии Δg : 6 — минимумы, 7 — максимумы; 8 — граница Восточно-Сихотэалинского вулканогенного пояса

винций, показывает, что они, в свою очередь, по магнитометрическим данным подразделяются на отдельные оловоносные и неоловоносные субпровинции, зоны и подзоны. В качестве иллюстрации на рис. 1 показано районирование магнитного поля позднемезозойской Сихотэ-Алинской складчатой системы. Площадь спокойного пониженного поля в ее пределах составляет 58,3, знакопеременного варьирующего — 36,2, повышенного спокойного — 4,3% (на 1,2% площади магнитометрические данные отсутствуют). Здесь же нетрудно видеть, что Восточно-Сихотэалинский вулканогенный пояс, лишенный продуктивного оловянного оруденения, характеризуется преобладанием знакопеременного варьирующего поля, тогда как территории к западу от него, со спокойным в целом пониженным магнитным полем, содержат почти все оловорудные месторождения Приморья и Приамурья.

Отдельные участки знакопеременного и повышенного магнитных полей встречаются и в контурах оловоносных гранитных plutонов, выделяемых по гравиметрическим данным (см. ниже). Однако статистический анализ, охватывающий ряд оловоносных складчатых областей, показывает, что доля таких полей в plutонах с промышленным оловянным оруденением не превышает 25% площади каждого из них. Исключение составляют оловоносные plutоны (районы) срединных массивов. Так, варьирующее и повышенное магнитные поля занимают до 40% площади Хингано-Олонойского оловянного района, расположенного на Буреинском массиве.

Намагнитченные тела оловоносных провинций приурочены лишь к верхней части консолидированной коры. Сопоставления с данными Л.В. Булиной [5] показывают, что во всех оловянных провинциях СССР нижние крошки этих тел ограничиваются интервалом глубин до 10 и очень редко до 15 км.



**РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ БОЛЬШОЙ ГЛУБИННОСТИ.
СЕЙСМОМЕТРИЯ И РЕГИОНАЛЬНАЯ ГРАВИМЕТРИЯ**

Среди опорных сейсмических горизонтов, выделяемых методом ГСЗ в консолидированной земной коре, только поверхность М является достаточно сильной и удовлетворительно коррелируемой границей, пригодной для мелкомасштабных структурно-металлогенических построений. Непосредственно по сейсмометрическим данным рельеф М может быть определен лишь на небольших площадях вследствие редкой и разрозненной сети наблюдений. В оловорудных провинциях страны плотность профилей ГСЗ составляет: в Средней Азии — 6/1000 км², на Дальнем Востоке — 2,6/1000, на Северо-Востоке — всего 0,2 км/1000 км². В целом по СССР она едва достигает 3/1000, а с учетом данных МОВЗ — 5–6 км/1000 км² [3, 4], так что плотность глубинных сейсмических наблюдений не отвечает по кондициям даже масштабу 1:10 000 000 (10 км/1000 км²). Вследствие этого для построения карт рельефа М на больших площадях данные ГСЗ и МОВЗ обычно используются совместно с данными по региональному гравитационному полю, полученными пересчетом "наблюденного" поля на значительную высоту или с большим радиусом осреднения. На таких картах достаточно надежно могут быть отображены лишь крупнейшие структуры основания земной коры с поперечными размерами порядка 100 км и более. Это поднятия, погружения и ступени поверхности М.

Ниже анализируется распределение рудопроявлений и месторождений олова относительно этих структур и глубин залегания поверхности М (табл. 1). Для этой цели использованы карты рельефа М, составленные Б.С. и И.С. Вольвовскими, Л.З. Злавдиновым, Э.Н. Лишневым, А.А. Николаевским, В.Н. Семовым и другими авторами.

Таблица 1. Распределение рудопроявлений и месторождений олова на площади структурно-геофизических форм разной глубинности

Структурно-геофизические формы	Дальний Восток				Северо-Восток			
	N	N, %	S	d	N	N, %	S	d
Интервалы глубин поверхности М, км								
25–30	10	10,0	7,0	1,4	—	—	—	—
30–35	29	29,0	34,0	0,9	39	18,7	35,0	1,1
35–40	61	61,0	30,0	2,0	106	50,7	56,0	1,9
40–45	—	—	—	—	41	19,6	56,5	0,7
45–50	—	—	—	—	19	9,1	17,5	1,1
50–55	—	—	—	—	4	1,9	3,0	1,3
55–60	—	—	—	—	—	—	—	—
60–65	—	—	—	—	—	—	—	—
Поверхность М (провинция в целом)	100	100,0	71,0	1,4	209	100,0	168,0	1,2
Поднятия поверхности М	3	3,0	16,0	0,2	11	5,3	11,0	1,0
Погружения поверхности М	46	46,0	19,0	2,4	82	39,2	79,0	1,0
Ступени поверхности М	51	51,0	36,0	1,4	116	55,5	78,0	1,5
Погружения + ступени поверхности М	97	97,0	55,0	1,8	198	94,7	157,0	1,3
Локальные минимумы Δg I порядка (в скобках — число)	93	93,0	10,5 (18)	8,9	169	80,9	25,3 (33)	6,7

Примечание. N — абсолютное количество рудных точек; N, % — то же, в % от общего числа в провинции; S — площадь, в 10⁴ км²; d — плотность оруденения, в 1/10⁴ км².

Таблица 1 (окончание)

Структурно-геофизические формы	Средняя Азия				Три провинции в целом			
	<i>N</i>	<i>N, %</i>	<i>S</i>	<i>d</i>	<i>N</i>	<i>N, %</i>	<i>S</i>	<i>d</i>
Интервалы глубин поверхности М, км								
25–30	—	—	—	—	10	2,8	7,0	1,4
30–35	—	—	—	—	68	19,1	69,0	1,0
35–40	—	—	—	—	167	47,0	86,0	1,9
40–45	1	2,2	6,0	0,2	42	11,8	62,5	0,7
45–50	14	30,4	20,0	0,7	33	9,3	37,5	0,9
50–55	13	28,3	12,0	1,1	17	4,9	15,0	1,1
55–60	13	28,3	5,5	2,4	13	3,7	5,5	2,4
60–65	5	10,8	9,5	0,5	5	1,4	9,5	0,5
Поверхность М (провинция в целом)	46	100,0	53,0	0,9	355	100,0	292,0	1,2
Поднятия поверхности М	0	0,0	1,0	0,0	14	3,9	28,0	0,5
Погружения поверхности М	14	30,4	15,5	0,9	142	40,0	113,5	1,3
Ступени поверхности М	32	69,6	36,5	0,9	199	56,1	150,5	1,3
Погружения + ступени поверхности М	46	100,0	52,0	0,9	341	96,1	264,0	1,3
Локальные минимумы Δ <i>g</i> I порядка (в скобках — число)	29	63,0	3,6 (22)	8,1	291	82,0	39,4 (73)	7,4

Как видно из табл. 1, наибольшая плотность оруденения ($2,0/10$ тыс. км²) на Дальнем Востоке характерна для интервала глубин до поверхности М в 35–40 км. Такому же интервалу соответствует максимальная плотность ($1,9/10$ тыс. км²) на Северо-Востоке, в то время как в Средней Азии этот интервал лишен оловянного оруденения. Если учесть также, что точность определения глубин залегания поверхности М в складчатых областях не превышает ± 5 км [4], то можно сделать вывод, что данные о гипсометрии поверхности М для прогноза оловянного оруденения весьма ориентировочны и не обладают универсальностью. Положение поверхности М, видимо, зависит от истории геодинамического развития того или иного оловоносного региона. Примером здесь может служить Средняя Азия, где увеличение глубины залегания поверхности М, вероятнее всего, связано с кайнозойским этапом горообразования, т.е. произошло значительно позже формирования большей части оловорудных месторождений, имеющих позднепалеозойский возраст.

Распределение оловянного оруденения по отношению к структурным формам поверхности М более универсально и соизмеримо для различных регионов. Погружения и ступени этой поверхности концентрируют свыше 96% проявлений олова¹. Их рудоуправляющая роль ($d = 1,3/10$ тыс. км²) в 2,6 раза выше, чем на поднятиях, но все же недостаточна в качестве более или менее приемлемого критерия локализации оруденения. Этой цели служат локальные минимумы силы тяжести.

¹ Исключение составляет лишь Северо-Восток, где плотность оруденения на поднятиях и погружениях одинакова (см. табл. 1).

**РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ.
ОСТАТОЧНЫЕ ГРАВИТАЦИОННЫЕ АНОМАЛИИ**

Изучение структурно-плотностных неоднородностей верхней (10–15 км) части консолидированной коры основывается на интерпретации остаточных гравитационных аномалий, представляющих собой разность между "наблюдаемым" и региональным полем силы тяжести. Остаточные аномалии Δg подразделяются на зональные (относительно более крупные по площади) и локальные. Последние расположены фрагментарно в пределах зональных аномалий (рис. 2.3).

Зональным гравитационным минимумам отвечают структурно-формационные зоны (блоки), где существенно преобладают терригенные толщи, гнейсы, гнейсо-граниты и другие породы с плотностью (σ) 2,60–2,70 г/см³. Все они по усредненному химическому составу и средней плотности отвечают умеренно кислой породе – гранодиориту. Большинство значительных по мощности плутонических тел кислого и ультракислого состава – граниты, аляскиты и др., составляющих отдельную петроплотностную группу ($\sigma = 2,57–2,64$ г/см³), расположены, как правило, в пределах зональных минимумов. Они выделяются и оконтуриваются локальными минимумами Δg . Умеренно кислые и кислые породы в целом выделяются нами под общим наименованием пород салического комплекса по преобладанию в них салических минеральных ассоциаций, характеризующихся пониженной плотностью [15, 28]. Зональные максимумы Δg соответствуют площадям, где в разрезе доминируют породы, обогащенные CaO, MgO, FeO. Это вулканогенные, вулканогенно-терригенно-карбонатные и другие аналогичные образования повышенной плотности ($\sigma = 2,72–2,85$ г/см³) и основности и их метаморфические аналоги. Составляющие отдельную петроплотностную группу плутонические (реже метаморфические) тела высокой плотности ($\sigma = 2,80–3,20$ г/см³) – габброиды и ультрабазиты – в большинстве случаев проявлены в контурах зональных максимумов и при достаточной мощности выделяются и оконтуриваются локальными максимумами Δg . В целом эти породы также образуют крупные блоки в составе консолидированной коры и по усредненному химическому составу соответствуют диориту. Они выделяются под общим наименованием пород мафического комплекса [15]. Размещение

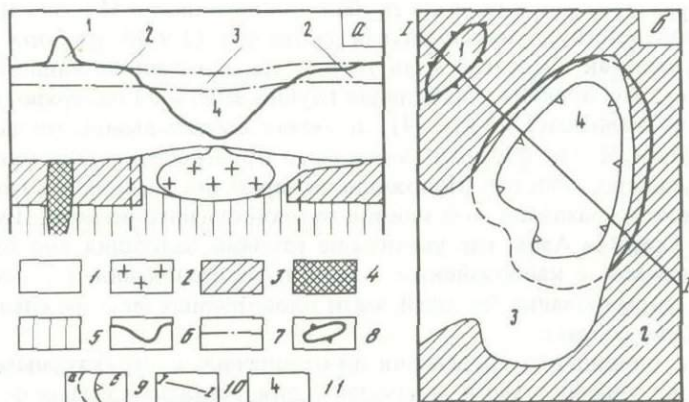
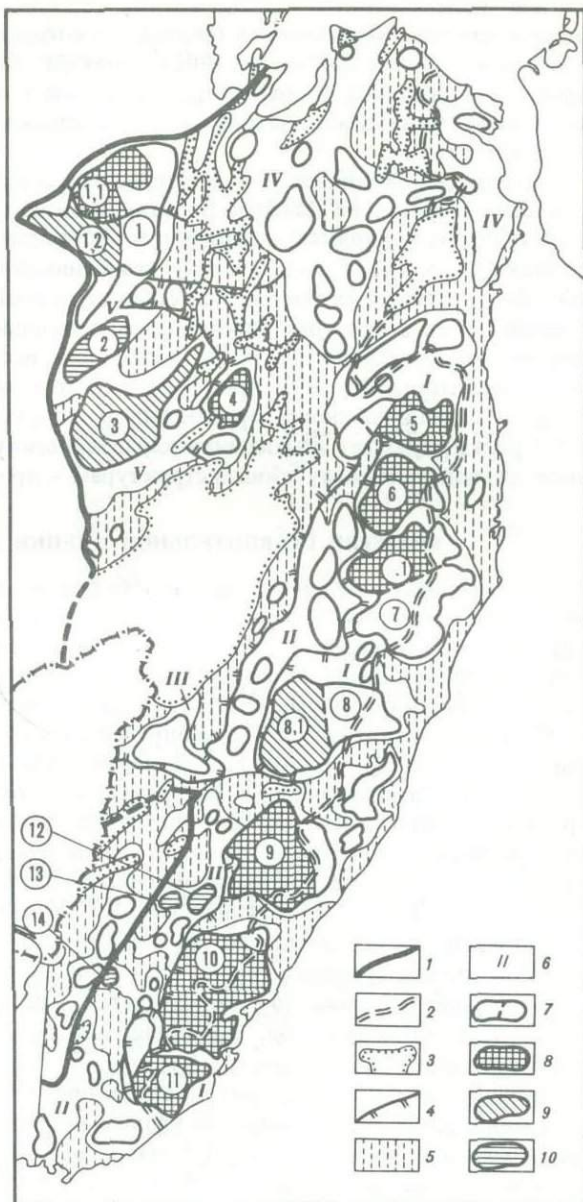


Рис. 2. Принципиальная схема геологической интерпретации остаточных гравитационных аномалий в разрезе (а) и в плане (б). Составил Э.Н. Лишневский

1 – породы салического комплекса, в плане – зональный гравитационный минимум; 2 – плутон существенно гранитного состава; 3 – породы мафического комплекса, в плане – зональный гравитационный максимум; 4 – магматические, реже метаморфические породы высокой плотности и основности; 5 – породы глубинных частей консолидированной коры салического или мафического типа; 6 – кривая остаточных гравитационных аномалий; 7 – кривая гравитационного фона; 8 – локальный максимум Δg ; 9а – локальный минимум Δg и его внешний контур, 9б – часть внешнего контура в мафическом блоке (линия стыка); 10 – линия разреза; 11 – тип остаточных аномалий (2 – зональные максимумы, 3 – зональные минимумы, 1 – локальные максимумы, 4 – локальные минимумы)

Рис. 3. Схема глубинного строения верхней части земной коры Сихотэ-Алинской складчатой системы (с выделением оловяносных площадей по геолого-геофизическим данным). Составил Э.Н. Лишневецкий

1 — границы складчатой системы; 2 — граница Восточно-Сихотэалинского вулканогенного пояса; 3 — контуры кайнозойских наложенных впадин и прогибов; 4 — границы крупнейших антиклинорных и синклинорных структур (штрихи — в сторону синклинориев); 5 — зоны преимущественного развития мафических пород; 6 — то же, салических (I — Восточно-Сихотэалинская, II — Центрально-Сихотэалинская, III — Нижнебикинская, IV — Нижнеамгунская, V — Баджальско-Ямалинская); 7 — контуры гранитных плутонов и мегаплутонов (локальные минимумы Δg) и их автономные части (пунктир); 8–10 — оловяносные площади по геолого-геофизическим данным, выделяемые в контурах гранитных плутонов: 8 — с преобладанием касситерит-силикатно-сульфидного оруденения, 9 — то же, касситерит-кварцевого и касситерит-силикатного, 10 — то же, касситерит-вольфрамит-кварцевого; цифры на схеме — оловяносные плутоны и их крупные части: 1 — Эзоп-Ямалинский, 1.1 — Ямалинский, 1.2 — Эзопский; 2 — Дуссе-Алинский; 3 — Баджальский; 4 — Комсомольский; 5 — Верхнеудоминский; 6 — Джакурский; 7 — Бута-Колпинский, 7.1 — Уджакинский; 8 — Верхнесукпайский, 8.1 — Бачелазский; 9 — Арминский; 10 — Кавалеровско-Дальнегорский; 11 — Фурмановско-Щербаковский; 12 — Полярный; 13 — Белогорский; 14 — Марьяновский



зон (блоков) пород салического и мафического типов может быть проиллюстрировано на примере той же Сихотэ-Алинской складчатой системы (см. рис. 3). Салические блоки в ее пределах составляют 65,2% площади, мафические — 34,8% (без Средне-Амурской впадины). В контурах салических блоков выделяется 57 локальных минимумов Δg I порядка (наиболее крупные), оконтуривающих гранитные плутоны, которые занимают 47,9% площади этих блоков. В пределах мафических блоков расположены восемь локальных минимумов и 36 локальных максимумов Δg , составляющих соответственно 1,4 и 10,1% площади мафических блоков.

Салические блоки и плутоны характеризуются четко выраженной специализацией относительно оловянного оруденения. В салических блоках концентрируются все без исключения месторождения олова и 95,4% рудопроявлений. В свою очередь, практиче-

ки все промышленные месторождения (88,6%) и 82,4% рудопроявлений концентрируются на более ограниченной площади — в проекциях гранитных плутонов на земную поверхность, т.е. в локальных минимумах Δg . Плотность оруденения в них в 1,5 раза превышает аналогичную величину, отнесенную к зональным минимумам. Вне контуров локальных минимумов находятся лишь единичные рудные объекты незначительной продуктивности.

Размещение оловянного оруденения контролируется локальными минимумами силы тяжести не только на Дальнем Востоке, но и на Северо-Востоке СССР, в Средней Азии (см. табл. 1), в Корякском нагорье, в Восточном Забайкалье. Это явление глобального порядка [1, 8, 14, 15, 17, 19 и др.], что позволяет считать контуры локальных минимумов Δg в салических блоках естественными границами оловоносных районов. В рассматриваемых выше трех оловорудных провинциях СССР (см. табл. 1) площадь этих минимумов составляет не более 13,5% всей исследованной территории, тогда как в них концентрируется 82% проявлений, в том числе практически все месторождения олова. Средняя плотность оруденения в их пределах достигает 7,4/10 тыс. км², т.е. в 5,7 раза превышает аналогичную характеристику, отнесенную к наиболее "продуктивным" региональным глубинным структурам — прогибам и ступеням поверхности М.

КРИТЕРИИ СРАВНИТЕЛЬНОЙ ОЦЕНКИ ОЛОВОНОСНЫХ РАЙОНОВ

Принимая локальные минимумы Δg как основу для выделения плутоногенных рудных районов, по комплексу геолого-геофизических признаков удается наметить ряд критериев для их сравнительной оценки на оловянное оруденение (табл. 2). Поскольку тип блока, роль локальных минимумов Δg и магнитного поля рассмотрены выше, кратко охарактеризуем остальные критерии, приведенные в табл. 2.

Мощность гранитного плутона определяется по амплитуде соответствующего локального минимума Δg с учетом его размеров в плане и избыточной плотности вмещающих толщ [19]. Распознавание и интерпретация локальных минимумов, обусловленных гранитами, облегчается тем, что последние сохраняют длительную тенденцию к поднятию, формируя "очаговые" положительные морфоструктуры орогенного этапа, очень часто выраженные и в современном рельефе (И.К. Волчанская, Н.Т. Кочнева, Э.Н. Лишневский, И.Н. Томсон, М.А. Фаворская, Г.И. Худяков и др.).

Коэффициент обнаженности (φ) определяется отношением площади выходов гранитов рудопроизводящей серии ко всей площади локального минимума Δg .

Коэффициент стыка (θ) определяется как отношение доли внешнего периметра локального минимума Δg , приходящейся на сопредельные зональные максимумы, к общей длине этого периметра (см. рис. 2). Внешний периметр проводится снаружи от контура локального минимума на расстоянии 1/4 его малой оси, а для крупных локальных минимумов, осложненных локальными аномалиями II порядка (сложно построенные гранитные мегаплутоны), 1/8 малой оси. Величина стыка θ косвенно отображает влияние вмещающих пород (мафических или салических) на характер магматизма при формировании гранитного плутона и на специфику постмагматических и рудообразующих процессов.

С этих позиций находит объяснение известный факт приуроченности районов с касситерит-силикатно-сульфидным оруденением к ареалам магматических пород пестрого, в том числе основного состава. Истинные соотношения разнотипных пород выявляются по гравиметрическим данным: наличие локального гравитационного минимума указывает на присутствие в основании оцениваемого района гранитного плутона, а сопредельные зональные максимумы свидетельствуют о наличии на периферии района и, вероятно, на глубине, под гранитным плутоном, пород повышенной плотности и основности, частичное переплавление которых и приводит к образованию малых габброидных интрузий, меланократовых даек и др., характерных для таких районов (см. рис. 2,3). В частности, величина $\theta = 25\%$ Баджальского района, где преобладает оруденение кас-

Таблица 2. Геолого-геофизические критерии выделения и сравнительной оценки плутоногенных оловорудных и танталосных районов складчатых областей

Геолого-геофизические критерии	Металлы и тип оруденения		
	Sn	Sn, W	Ta
	силикатно-сульфидный	кварцевый	редкометалльно-гранитовый
Тип блока			
салический	+	+	+
мафический	-	-	-
Локальный минимум Δg (гранитный плутон)	+	+	+
Магнитное поле гранитного плутона (доля площади, в %)			
спокойное пониженное	≥ 75	≥ 75	≥ 85
знакопеременное варьирующее и повышенное спокойное	≤ 25	≤ 25	≤ 15
Мощность гранитного плутона (h , км)	≥ 5	≥ 4	≥ 4
Коэффициент обнаженности гранитного плутона (φ , %)	≤ 15	≤ 35	≤ 35
Коэффициент стыка (θ , %)	20–60	20–60	20

ситерит-кварцевой формации, существенно ниже, чем у Кавалеровско-Дальнегорского (44%) и Комсомольского (46%) районов с их явно касситерит-силикатно-сульфидным оруденением (см. рис. 3). К сожалению, пока невозможно разделить пороговые значения для этих двух типов оруденения вследствие небольшого количества эталонных районов, входящих лишь на оловосные провинции Дальнего Востока, Забайкалья и частично Северо-Востока. Это касается и других значений критериев табл. 2, которые, несомненно, будут уточняться.

Последовательная фильтрация признаков на основе критериев табл. 2 позволяет подразделять гранитные плутоны или их части на оловосные и неоловосные. Проиллюстрируем это на примере Сихотэ-Алинской системы (см. рис. 3). По особенностям гравитационного поля в пределах некоторых мегаплутонов могут быть выделены обособленные их части (автономные плутоны). Те из них, которые характеризуются площадью спокойного пониженного магнитного поля более 75%, выделяются как оловосные площади; например, Уджакинский плутон в составе Бута-Коппинского мегаплутона, Бачелазский — в составе Верхнесукпайского. В свою очередь, считаются оловосными только те части перспективных плутонов, для которых характерен такой же тип поля. Этот вывод основывается на проведенных нами статистических оценках, из которых следует, что в спокойном пониженном магнитном поле (в контурах плутонов) размещается 97,4% месторождений и 92,2% рудопроявлений олова. К спокойному повышенному полю приурочено лишь 2,6% месторождений, к варьирующему — ни одного. Наиболее яркий пример — Арминский плутон, восточная часть которого с преобладанием варьирующего типа поля — неоловосна (см. рис. 1,3). К неоловосным относятся также отдельные части плутонов с малой вертикальной мощностью, плоской малоградиентной кровлей, высокой степенью обнаженности, существенно превышающей пороговую величину φ , и др. [16, 19]. Пороговым значениям критериев (см. табл. 2) на площади Сихотэ-Алинской системы полностью отвечают Комсомольский, Кавалеровско-Дальнегорский, Арминский, Баджальский, Ямалинский плутоны. Остальные (см. рис. 3) отличаются по одному или двум критериям.

Специфика трехмерной конструкции олово-, а также вольфрамо- и танталоносных и других районов складывается из особенностей внутреннего строения гранитных плутонов, скульптуры их кровли, а также зависит от состава и структуры надинтрузивной зоны. Внутреннее строение плутонов обусловлено прежде всего объемными соотношениями гранитных тел различного состава, в первую очередь лейкогранитов и нормальных биотитовых гранитов. При этом необходимо подчеркнуть, что непосредственное наблюдение взаимосвязи гранит-оловянные (и вольфрамовые) руды показало, что последние генерируются лейкократовыми и аляскитовыми гранитами со специфичным расположением зерен кварца в виде цепочечных агрегатов (граниты *Б*), а не более ранними, неравномернозернистыми и, как правило, порфиroidными гранитами, обычно биотитовыми мезократовыми, местами лейкократовыми (граниты *А*) [2, 22, 25, 26 и др.]. Имеется в виду рудогенерирующая роль лейкогранитов при образовании не только касситерит-кварцевых, но и касситерит-силикатно-сульфидных месторождений, в чем мы полностью согласны с С.Ф. Луговым [по 21 и др.].

С этой точки зрения граниты Приамурья и Приморья, вскрытые в последние годы скважинами на глубоких горизонтах под касситерит-силикатно-сульфидными и борносными рудами (Комсомольский и Кавалеровско-Дальнегорский районы), могут быть подразделены на две группы. Первая группа — это весьма кремнекислые (75,5–76,5% SiO_2) лейкограниты, вскрытые скв. 13053 на Дубровском месторождении [9], и гранит-аплиты (74,5–77,5% SiO_2) из скв. 13108 и 13144, пройденных на том же месторождении (коллекция Н.П. Митрофанова). Последние представляют собой грейзенизированные мелко- и тонкозернистые порфиroidные породы с аплитовой и гранулитовой основной массой. Среди вкрапленников, количество которых достигает 10% объема, преобладают изометричные зерна кварца размером 3–4 мм. Аплиты такого облика весьма характерны для верхних частей лейкогранитовых и аляскитовых плутонов, сложенных гранитами *Б*, над которыми они образуют систему силлов мощностью до нескольких десятков метров, что, например, хорошо видно на Шерловогорском массиве [26]. По всей вероятности, сходное строение имеет в верхних частях и гранитный массив, вскрытый под Дубровским месторождением.

Вторую группу составляют умеренно кремнекислые (71–73% SiO_2) граниты, вскрытые на Дальнегорском рудном поле и Солнечном месторождении [6, 29]. Большей частью это породы с неравномернозернистой основной массой и (или) с резко выраженным ксеноморфизмом кварца, с порфиroidными вкрапленниками, представленными почти исключительно плагиоклазами (Солнечное месторождение). Эти породы содержат до 5–6% темноцветных минералов, в том числе пироксен и амфибол. В основном это гранитоиды более раннего, чем граниты *Б*, звена серии, слагающей Комсомольский и Кавалеровско-Дальнегорский плутоны. Иными словами, вряд ли эти гранитоиды являются рудопродуцирующими. В отношении Дальнегорского района В.М. Щербинин и др. [29] не сомневаются, что вскрытые граниты — лишь среда для минералообразования. В то же время исследователи Солнечного месторождения [6] полагают, что оруденение связано именно с такими гранитами, что, на наш взгляд, необоснованно [2, 12, 19]. В Комсомольском районе в составе Чалбинского массива закартированы выходы лейкократовых гранитов — анакских (75% SiO_2) [10], погружающихся внутрь плутона. По нашему мнению, подобные лейкограниты, по-видимому, залегают в центре Комсомольского района на глубинах, еще не достигнутых бурением [1, 12]. Естественно считать, что от скрытых на глубине частных куполов и гребней лейкогранитов и аляскитов вида *Б* отходят колонны измененных пород: грейзены, кварц-турмалиновые, кварц-мусковитовые и другие метасоматиты, в том числе рудонесущие. Они пронизывают (не обязательно равномерно) многосотметровую надинтрузивную толщу, включая и те ее части, которые сложены ранними, умеренно-кремнекислыми гранитоидами типа сининских [6, с. 47, фиг. 2] или дальнегорских [29, с. 87].

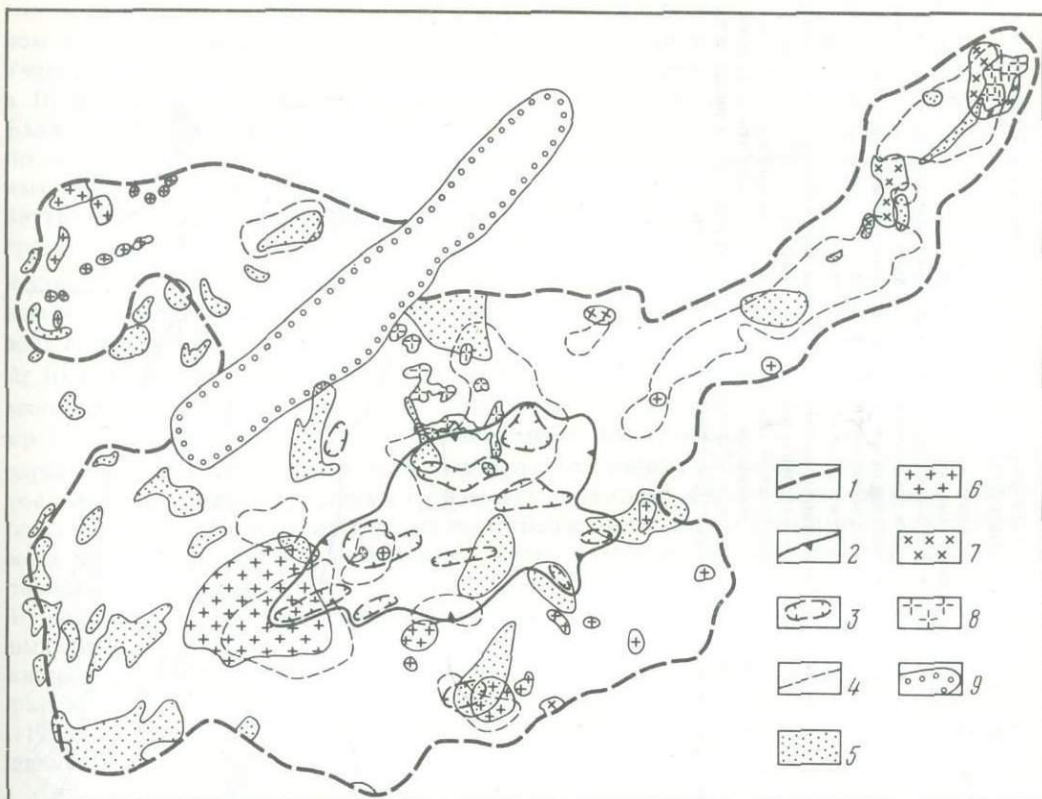


Рис. 4. Схема локальных геофизических аномалий, отражающих структурно-вещественные неоднородности верхней части Баджальского вулканоплутона. Составили Э.Н. Лишнеvский, С.Ю. Гершаник с использованием геолого-геофизических материалов ПГО "Дальгеология" и ВНИИгеофизики

1 - контур Баджальского плутона (локальный минимум Δg I порядка); 2 - площадь предполагаемого наиболее широкого развития лейкогранитов в теле плутона (Центрально-Баджальский локальный минимум Δg II порядка); 3 - предполагаемые скрытые и частично вскрытые купола и гребни кровли гранитов - лейкогранитов (локальные минимумы Δg III порядка); 4 - то же (локальные минимумы, выделенные при разделении гравитационного поля методом Саксова-Нигарда); 5 - участки намагнитченных пород верхней части вулканоплутона (локальные максимумы варьирующего магнитного поля ΔT_d); 6-8 - выходы на поверхность верхнемеловых гранитов (6), гранодиоритов (7), гранит-порфиров (8); 9 - Верхнеамгунская наложенная кайнозойская впадина

С учетом изложенных данных остановимся более подробно на объемном строении двух типичных оловорудных районов - Баджальского и Комсомольского.

Площадь Баджальского района исследована мелкомасштабной (Ю.А. Жилин, И.С. Елисева, Э.Н. Лишнеvский, И.Н. Михайлов и др.) и среднемасштабной гравиметрической съемками (Э.Л. Рейнлиб, И.Г. Гринько, А.К. Землемерова, Н.Л. Гришина). Магнитометрические исследования осуществлялись М.И. Политиковым, С.И. Диденко, Л.А. Ривошем и И.И. Шапочкой. Интерпретация геофизических данных в сопоставлении с результатами геологического изучения района (М.И. Ицксон, А.Ф. Болотников, С.С. Дарбинян, В.А. Евтушенко, С.А. Ефименко, А.П. Иванов, Н.С. Кравченко, А.Ф. Майборода и др.) позволяет оконтурить границы района, которому соответствует интенсивный минимум Δg I порядка. В плане район имеет форму овала площадью $120 \times 70 \text{ км}^2$ с двумя ответвлениями: на северо-востоке - Хогдунским, на северо-западе - Куюкским (рис. 4). Это слабо обнаженный ($\varphi = 7\%$) гранитный плутон с максимальной мощностью 10-11 км и круто наклоненными, субвертикальными боковыми гранями. Надинтрузивная зона плутона образована в основном кислыми вулканитами поздне-

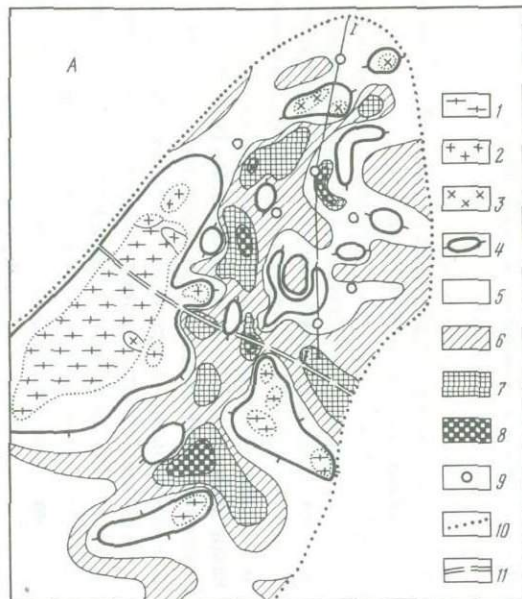
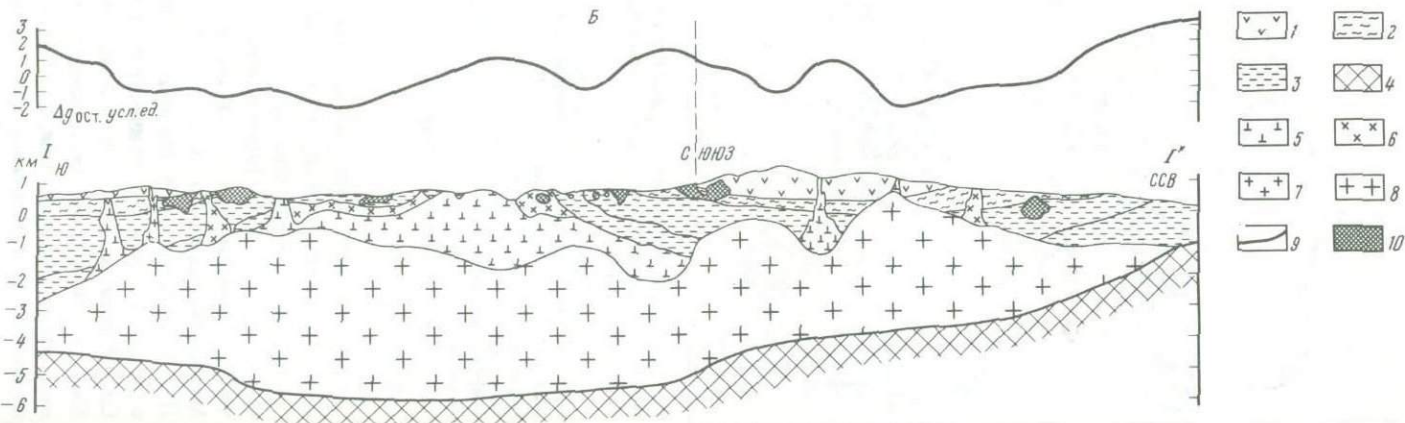


Рис. 5. Объемное строение Комсомольского оловорудного района. Составил Э.Н. Лишнеvский с использованием данных ПГО "Дальгеология"

А. Структурная схема кровли гранитного плутона. 1-3 - выходы на поверхность верхнемеловых пород: 1 - гранитов, 2 - лейкогранитов и интрузивных кварцевых порфиров, 3 - гранодиоритов; 4 - купольные структуры кровли гранитов; 5 - относительно приподнятая поверхность кровли гранитов ($H \leq 1,5-2$ км); 6-8 - прогибы кровли гранитов и ориентировочная глубина ее залегания (в км): 6 - 1,5-3, 7 - 3-4, 8 - более 4; 9 - площади касситерит-сульфидного оруденения; 10 - контур Комсомольского плутона под вмещающими породами; 11 - Сектахский разлом по геологическим данным [6 и др.]; I-I - линия разреза

Б. Схематический глубинный разрез. 1 - порфириды, дациты и андезиты верхнего мела (амутская свита); 2 - вулканогенно-осадочные отложения верхнего мела (холдаминская свита); 3 - преимущественно терригенные флишоподобные отложения средней-верхней юры; 4 - породы палеозойского фундамента; 5-8 - верхнемеловые породы: 5 - кварцевые габбро, диориты и диорит-порфириды, 6 - гранодиориты и диориты, 7 - гранит-порфиры, 8 - граниты и лейкограниты; 9 - кривая остаточных аномалий силы тяжести ($R = 9$ км); 10 - рудные зоны



мелового возраста мощностью около 2 км, комагматичными с гранитами. В современном рельефе он выражен положительной морфоструктурой с амплитудой 1,5–2 км. Учитывая громадные массы гранитов на глубине, он представляет собой крупнейший в Приамурье вулcano-плутон. В центральной части района выделяется Центрально-Баджальский локальный минимум Δg II порядка. Юго-западная часть этого минимума прослеживается в пределы Урмийского (наиболее крупного в районе) выхода биотитовых гранитов, но не охватывает его полностью (см. рис. 4). Это указывает на наличие внутри этих гранитов (вид А) менее плотных разностей (скорее всего, поздние лейкограниты вида Б), практически не обнажающихся (или не закартированных) на поверхности. Таким образом, Центрально-Баджальский минимум II порядка отвечает в основном апикальной части плутона, в строении которой существенная роль должна принадлежать лейкогранитам. В контурах плутона выделяются также 11 локальных минимумов Δg III порядка, девять из которых расположены на площади Центрально-Баджальского минимума, что позволяет их интерпретировать как купольные и гребневидные выступы кровли лейкогранитов. С этими минимумами пространственно совпадает наиболее характерное для центральной части Баджальского района оловянное оруденение, которое связано с топазсодержащими грейзенами, развитыми в вулканитах надинтрузивной зоны. Особенности строения верхней части Баджальского вулcano-плутона подчеркиваются также аномалиями трансформированного по методу Саксова–Нигарда поля силы тяжести. Эти аномалии корректируют положение ряда локальных минимумов Δg III порядка, оконтуривают наиболее насыщенные гранит-порфирами участки кальдерных структур надинтрузивной зоны и контролируют размещение большей части касситерит-силикатного оруденения, наиболее характерного для северо-восточной части района [28]. Локальные положительные магнитные аномалии (см. рис. 4) занимают 11% площади плутона. В их пределах отмечаются лишь единичные проявления свинцово-цинковой минерализации.

Объемное строение Комсомольского оловорудного района изучено более детально [12, 19]. Ему соответствует незначительно обнаженный ($\varphi = 11,3\%$) гранитный плутон с максимальной вертикальной мощностью 7–8 км (рис. 5). Надинтрузивную зону плутона, вмещающую касситерит-силикатно-сульфидное оруденение, образуют терригенные толщи юры, вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования верхнего мела. Известные в районе силинские и другие позднемеловые гранитоиды повышенной основности, по нашему мнению, также входят в состав надинтрузивной зоны (см. рис. 5, Б). Кровля гранитов представляет собой систему куполов и прогибов, разделенных крутыми или пологими уступами. Наиболее крупный и обнаженный Чалбинский выступ гранитов расположен в северо-западной части района. В его строении наряду с чалбинскими (см. рис. 5, А) биотитовыми гранитами принимают участие наименее плотные анакские лейкограниты, отображаемые локальными минимумами Δg высокого порядка [10, 12, 19]. На северо-востоке, под породами надинтрузивной зоны, выделяется относительно приподнятый участок кровли гранитов, соединяющийся с Чалбинским выступом. От остальной части плутона он отделен глубоким Сектахско-Цуркульским прогибом, примерно совпадающим с Сектахским разломом. Все выявленные месторождения олова расположены к северу от этого прогиба и локализуются над склонами скрытых куполов с удалением вверх от кровли гранитов на 1–2 км (см. рис. 5). Южнее этого приразломного прогиба известны скрытые купольные структуры гранитов и мощность плутона в целом достаточно велика [12, 20]. Однако месторождения олова отсутствуют и незначительно развиты минерализованные зоны дробления, являющиеся рудоконтролирующими структурами в северной части района. По нашему мнению, это объясняется тем, что на юге отсутствуют лейкограниты, а гравитационный минимум вызван существенно калиевыми разновидностями пурильских гранитов, а также чалбинскими гранитами А [12, 19].

ОБЪЕМНОЕ СТРОЕНИЕ ТАНТАЛОНОСНЫХ РАЙОНОВ РЕДКОМЕТАЛЬНО-ГРАНИТОВОГО ТИПА

Положение танталоносных гранитов в объемной структуре гранитогенного рудного района хотя и имеет сходство с позицией кварц-касситеритового оруденения, в деталях специфично. Во-первых, эти районы расположены в центральных частях салических блоков, в связи с чем коэффициент стыка не превышает 20% (см. табл. 2). Во-вторых, рудные залежи танталоносных гранитов приурочены к верхним частям самостоятельных малых интрузивов микроклин-альбитовых (в том числе амазонитовых) гранитов, а не непосредственно к надкупольным ореолам, куполам и гребням крупных массивов стандартных аляскитов и лейкогранитов. Малые интрузивы и дайки редкометальных микроклин-альбитовых гранитов, как это было установлено еще в 50–60-е годы О.Д. Левицким, В.В. Аристовым, Р.М. Константиновым, Е.А. Станкеевым, А.В. Дружининым, В.С. Колесниченко и подтверждено позднейшими исследованиями [2, 11, 23, 24], являясь изначально расплавно-магматическими образованиями, прорывают все более ранние биотитовые, двуслюдяные, лейкократовые и аляскитовые граниты, в том числе аплиты, а также пегматиты, оловянно-вольфрамовые грейзены и вольфрамовые кварцевые жилы. Иными словами, на уровне становления гранитного плутона редкометальные граниты (граниты *В*) не являются дифференциатами биотитовых и двуслюдяных порфиридных (граниты *А*) и лейкократовых и аляскитовых (граниты *Б*) гранитов. В то же время парагенез гранитов *В* (если они есть в районе) с гранитами *А* и *Б* заставляет предполагать совмещенность и (или) унаследованность очагов магмогенерации для всех упомянутых видов гранитов. При этом магна гранитов *В* является не только крайним (для данного случая) субшелочным дифференциатом, но и обогащена рядом специфических, в том числе летучих и редких элементов. Таким образом, интрузии редкометальных гранитов внедрялись из относительно глубинных очагов в уже консолидированные массивы гранитов *А* и *Б*. Отсюда вытекают три следствия.

1. Магне легче проложить путь через консолидированный гранитный плутон по его периферии, где она обтекает и "обламывает" его торцевые выступы.

2. Длительно существующие пронизаемые зоны глубинного заложения — пояса разновозрастных даек и штоков порфиров и порфиритов — также могут служить путями подъема редкометально-гранитовых магм.

3. Насыщенные сверхстехиометрическими концентрациями летучих и щелочей редкометально-гранитовые магмы способны проникать в самые верхние части гранитных плутонов, в том числе располагаться между более ранними гранитами и вмещающими породами. В последнем случае интрузивы редкометальных гранитов иногда как бы надстраивают уже сформировавшиеся до того купола, отходящие от массивов гранитов *А* и *Б*.

Этими особенностями определяется объемное строение районов локализации танталоносных гранитов. Типичный пример одного из них приведен на рис. 6. Район приурочен к локальной отрицательной аномалии силы тяжести, размеры которой в плане $20 \times 14 \text{ км}^2$. В контуре гравитационного минимума I порядка пластичную толщу алевролитов и сланцев нижней–средней юры прорывают гранодиоритовые и гранитовые массивы. Последние сложены гранитами *А*. В то же время интенсивность гравитационного минимума свидетельствует о том, что он вызван не только гранитами *А*, но в большей степени менее плотными, т.е. более кремнекислыми гранитами *Б*, скрытыми на глубине. О существовании таких гранитов свидетельствует присутствие кварцевожильно-грейзеновых месторождений и рудопроявлений вольфрама, олова, изредка молибдена, представленных мелкозернистыми кварцевыми жилами и мелкоочешучато-слюдистыми ("березитоподобными") грейзенами с сульфидами — образованиями, характерными для отдаленного рудного ореола, отходящего от аляскитоидных гранитов *Б*. Все эти "стандартные" месторождения и рудопроявления расположены в пределах гравитационного минимума в разных его частях.

Вдоль восточной периферии гравитационного минимума среди песчано-сланцевых

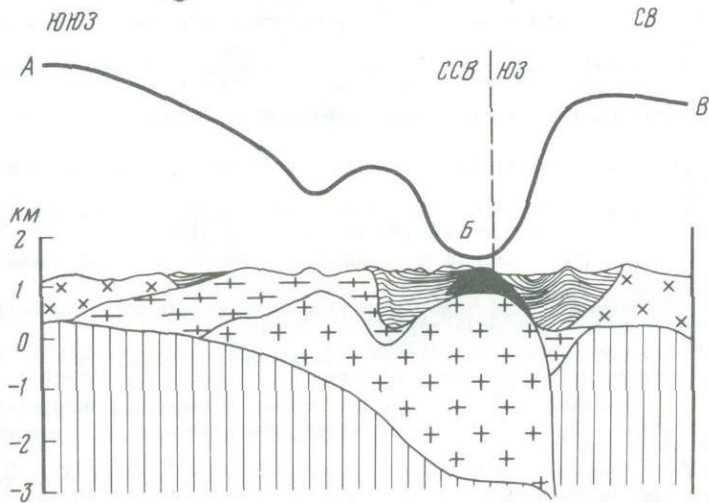
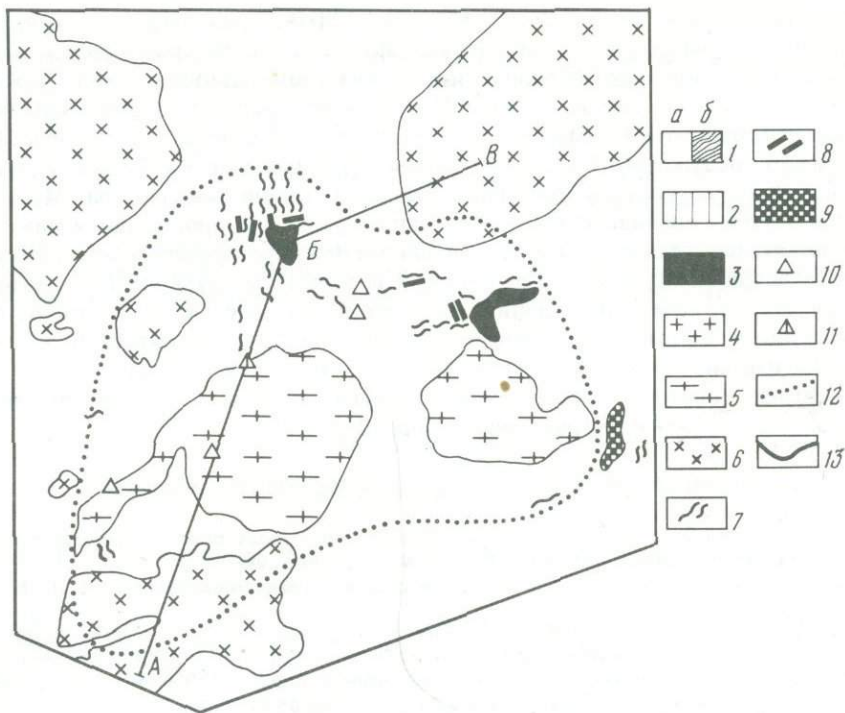


Рис. 6. Объемное строение района с промышленным собственно танталовым оруденением редкометалльно-гранитового типа. Вертикальный масштаб на разрезе укрупнен в 2 раза. Составили С.М.Бескин, Э.Н. Лишневецкий. редакция С.М. Бескина

1 – мезозойские герригенные породы (а – на плане, б – на разрезе); 2 – палеозойский (?) и протерозойский фундамент; 3–6 – интрузивы киммерийского цикла, обобщенно: 3 – танталоносные амазонит-альбитовые редкометалльные граниты (граниты В), 4 – аляскитоидные лейкократовые граниты (граниты Б), вероятно с ксенолитовыми пластинами гранитов А, 5 – биотитовые и двуслюдяные порфириовидные неравнозернистые граниты (граниты А), 6 – гранодиориты; 7–9 – порфириовые и порфириовые до- и послегранитовые дайки и штоки; 7 – гранит-порфиры, гранофиры, микрограниты, 8 – диоритовые порфиры, лампрофиры, 9 – микродиориты; 10, 11 – кварцево-жильно-грейзеновые месторождения: 10 – вольфрама, 11 – олова и вольфрама; 12 – контур скрытого гранитного плутона по данным гравиметрии; 13 – кривая Δg

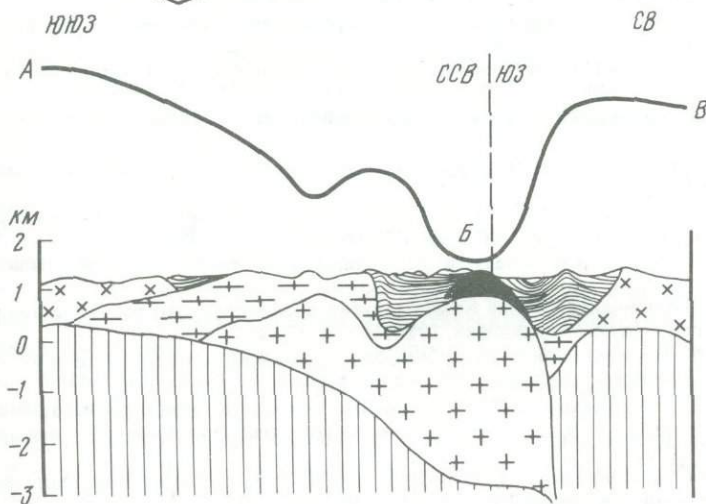
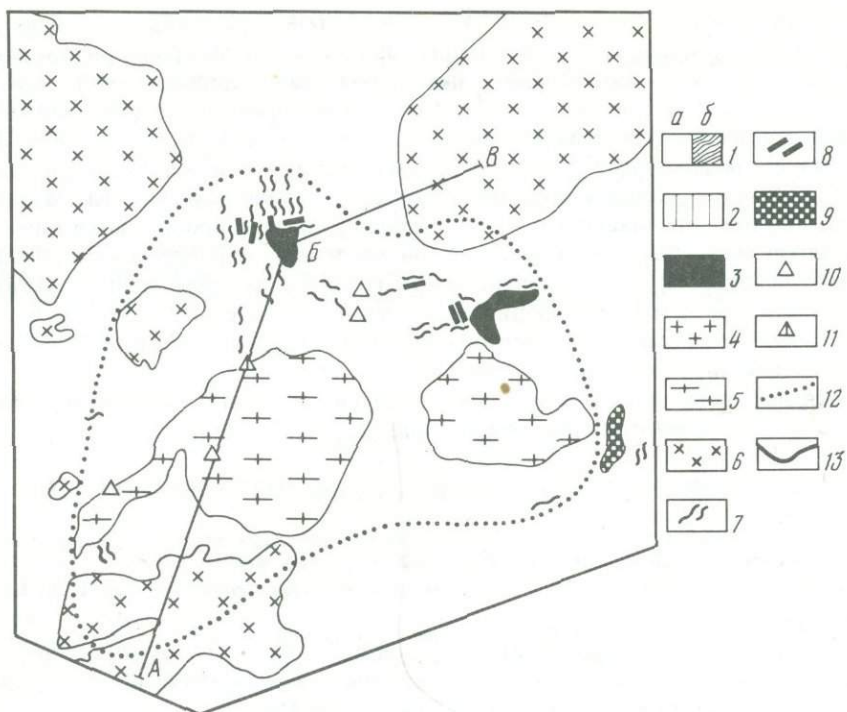


Рис. 6. Объемное строение района с промышленным собственным танталовым оруденением редкометалльно-гранитового типа. Вертикальный масштаб на разрезе укрупнен в 2 раза. Составили С.М. Бескин, Э.Н. Лишнеvский, редакция С.М. Бескина

1 – мезозойские терригенные породы (а – на плане, б – на разрезе); 2 – палеозойский (?) и протезойский фундамент; 3–6 – интрузивы киммерийского цикла, обобщенно: 3 – танталоносные амазонит-альбитовые редкометалльные граниты (граниты В), 4 – аляскитоидные лейкократовые граниты (граниты А), вероятно с ксенолитовыми пластинами гранитов А, 5 – биотитовые и двуслюдяные порфириовидные неравнозернистые граниты (граниты А), 6 – гранодиориты; 7–9 – порфириовые и порфириовые до- и послегранитовые дайки и штоки: 7 – гранит-порфиры, граптофиры, микрограниты, 8 – диоритовые порфиры, лампрофиры, 9 – микродиориты; 10, 11 – кварцевожильно-грейзеновые месторождения: 10 – вольфрама, 11 – олова и вольфрама; 12 – контур скрытого гранитного плутона по данным гравиметрии; 13 – кривая Δg

пород протягиваются пучки даек гранит-порфиров, гранофилов, плагиопорфиров, микрогранитов, лампрофилов, диоритовых порфиров, микродиоритов, вытягивающиеся в дуговой пояс, конформный изолиниям гравитационного поля (см. рис. 6). Длина пояса около 30, ширина 2–4 км. Именно в его пределах расположены два малых интрузива редкометальных амазонитовых гранитов, вмещающих танталовые месторождения. Разрез, построенный с учетом данных гравиметрии и бурения, иллюстрирует наиболее вероятную картину объемного строения района (см. рис. 6). Максимальная мощность плутона оценивается в 4 км. Ранние граниты *А* прорываются ниже расположенной интрузией гранитов *Б* и ее жильными и гидротермальными производными, а наиболее поздний интрузив танталоносных гранитов залегает выше гранитов *А*. Нетрудно видеть, что чем менее эродирован плутон относительно гранитов *Б*, тем большая вероятность сохранности интрузивов танталоносных гранитов. В то же время эрозия относительно гранитов *А* в этом смысле не столь существенна.

Аналогичное объемное строение имеют другие районы с собственно танталовым оруденением редкометально-гранитового типа [2, 18, 23].

ЛИТЕРАТУРА

1. Бескин С.М., Лишневецкий Э.Н. Связь касситерит-сульфидных рудных районов с гранитными криптобатолитами. – Докл. АН СССР, 1976, 226, № 4, с. 903–906.
2. Бескин С.М., Ларин В.Н., Марин Ю.Б. Редкометальные гранитовые формации. Л.: Недра, 1979. 280 с.
3. Булин Н.К. Строение верхней части литосферы территории СССР по сейсмическим данным: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. 36 с.
4. Вольвовский И.С. Сейсмические исследования земной коры в СССР. М.: Недра, 1973. 208 с.
5. Глубинное строение и геодинамика литосферы. Л.: Недра, 1983. 276 с.
6. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Коростелев П.Г. Гранитоиды Солнечного оловорудного месторождения. – Геология руд. месторождений, 1984, № 6, с. 45–52.
7. Дубийчик Э.Я., Розенталь И.В. Петромагнитные исследования при изучении гранитоидных комплексов. Л.: Недра, 1980. 104 с.
8. Духовский А.А. Геофизическая характеристика грейзеновых месторождений. – Геология руд. месторождений, 1980, № 5, с. 18–27.
9. Зональность и глубинность оловянного оруденения: На примере Кавалеровского района. М.: Наука, 1980. 180 с.
10. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение / Э.П. Изох, В.В. Русс, И.В. Кунаев, Г.И. Наговская. М.: Наука, 1967. 383 с.
11. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометальных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 206 с.
12. Лишневецкий Э.Н. Глубинное строение Комсомольского оловорудного района по геофизическим данным. – Геология руд. месторождений, 1980, № 6, с. 37–46.
13. Лишневецкий Э.Н. Магнитное поле как индикатор провинций оловорудного и молибденового профиля. – Докл. АН СССР, 1982, 266, № 2, с. 429–432.
14. Лишневецкий Э.Н., Митрофанов Н.П. Оловоносные районы Корякского нагорья по геолого-геофизическим данным. – В кн.: Особенности металлогении оловорудных районов Востока СССР. М.: ВИМС, 1980, с. 42–58.
15. Лишневецкий Э.Н., Овчинников Л.Н. Основные черты стереометаллогении восточного фланга зоны БАМ. – Геология руд. месторождений, 1977, № 5, с. 55–73.
16. Лишневецкий Э.Н., Миронюк А.Ф., Ложников А.В. Объемное строение и оловоносность Эзоп-Ямалинского района в Приамурье. – Геология руд. месторождений, 1981, № 6, с. 90–98.
17. Менакер Г.И. Строение земной коры и закономерности пространственного размещения рудных месторождений в Центральном и Восточном Забайкалье. – Геология руд. месторождений, 1972, № 6, с. 3–16.
18. Методические рекомендации по прогнозированию танталового оруденения редкометально-гранитового этапа / С.М. Бескин, Э.Н. Лишневецкий, М.И. Диденко. М.: ИМГРЭ, 1983. 84 с.
19. Объемное геологическое картирование редкометальных рудных районов / А.А. Духовский, И.И. Акрамовский, В.С. Аплонов и др. Л.: Недра, 1981. 303 с.
20. Основные типы оловорудных районов / С.Ф. Лугов, Б.В. Макеев, А.Б. Павловский и др. М.: Недра, 1976. 232 с.
21. Попов В.С. Оловорудные и молибденовые провинции и причины их пространственного обособления. – Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1984, вып. 1, с. 3–14.
22. Попов В.С., Белевигин В.В., Семина В.А. Металлогения гидротермальных редкометальных месторождений. М.: Наука, 1981. 212 с.

23. Редкометальные гранитоиды Монголии / В.И. Коваленко, М.И. Кузьмин, Л.П. Зоненшайн и др. М.: Наука, 1971. 236 с.
24. Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации. М.: Недра, 1972. 297 с.
25. Рейф Ф.Г., Бажеев Е.Д. Магматический процесс и вольфрамовое оруденение. Новосибирск: Наука, 1982. 158 с.
26. Трошин Ю.П., Гребенщикова В.И., Бойко С.М. Геохимия и петрология редкометальных плюмазитовых гранитов. Новосибирск: Наука, 1983. 181 с.
27. Усенко С.Ф., Чеботарев М.В. Геология и оловоносность Приамурья. М.: Недра, 1973. 236 с.
28. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). М.: Недра, 1984. 455 с.
29. Щербинин В.М., Носенко Н.А., Чернышев А.В., Азарова В.С. Новые данные о связи известковых скарнов с магматизмом в Дальнегорском рудном районе. — В кн.: Вулкано-плутонические ассоциации зоны перехода от континента к океану. Владивосток, 1979, с. 84—97.

УДК 553.26:552.331

Ю.А. Багдасаров

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ЗОНАЛЬНОСТЬ КАРБОНАТИТОВ

Карбонатиты — эндогенные, существенно карбонатные горные породы — известны сравнительно давно, однако только в последние 30 лет выяснилось, что с ними связаны крупнейшие, в ряде случаев уникальные концентрации полезных ископаемых, причем в комбинациях, не встречающихся в других рудных формациях. Согласно современным представлениям, карбонатиты представлены несколькими генетическими типами (формациями): ультраосновной—щелочной карбонатитовой (УЩК) (тип 1); линейно-трещинных тел карбонатитов, ассоциирующих с фенитами и практически не связанных с какими-либо интрузивно-магматическими силикатными породами (тип 2); калиевых щелочных ультрабазитов и (или) пород лейцит-сиенитового состава (тип 3); агпаитовых ийолит-уртитов и сиенитов хибинского типа (тип 4); кимберлитов или близких им пород пикритового ряда (тип 5) [4].

Появление карбонатитов и генетически близких им образований (апатитолитов, магнетитолитов) — отражение развития глубинного, мантийного по своему происхождению магматизма и метасоматизма различных формационных типов, заключающегося в образовании резко дефицитных кремнезема или даже практически бессиликатных дериватов — апатит-магнетитовых, анхимономинеральных апатитолитов или карбонатитов и др., завершающих эндогенный магматический процесс (первая и три последние из указанных формаций) либо развивающихся независимо от каких бы то ни было силикатных магматитов под влиянием флюидных потоков, генерируемых мантийными источниками (тип 2) [3].

Наиболее детально изучены карбонатиты и близкие им породы двух первых типов, которые рассматриваются в настоящей статье. Они отличаются наибольшим распространением и представлены промышленно ценными образованиями.

Согласно господствующим представлениям, месторождения карбонатитовых формаций являются природными объектами, занимающими в земной коре рекордный вертикальный диапазон среди всех других рудоносных образований. Эти представления основываются на следующем.

1. Общеизвестные данные о мантийном, подкоровом источнике вещества и областей выплавления щелочных гипербазитов и карбонатитов, находящихся на глубинах не менее 70—100 км и глубже, позволяют считать, что по глубинности источников карбонатитового вещества они уступают только кимберлитам [11, 21]. Экспериментально доказана реальность устойчивого существования карбонатитовых выплавок в условиях больших глубин, соответствующих областям верхней мантии.

2. Карбонатиты, типичные для древних платформ, щитов и зон их консолидированных складчатых обрамлений, формировались в земной коре на протяжении последних

0,6–2,3 млрд. лет и образуются в настоящее время. В связи с этим некоторые из них обнаруживают весьма глубинный эрозионный срез, и наблюдаемые уровни массивов, по-видимому, формировались в условиях абиссальной фации глубинности. Следует учесть, что при всем структурно-морфологическом различии массивов последовательность формирования различных дериватов этих комплексов, набор слагающих их минералов, их геохимические и структурные особенности за этот период остались практически неизменными для массивов разного возраста и сравнительно слабо варьируют в зависимости от условий глубинности в диапазоне, возможно, нескольких десятков километров.

3. Известны прямые определения величин эродированности отдельных массивов или их групп, глубин эрозионного среза вмещающих их пород, обнаруживающих иногда стратифицированное строение, — Маймеча-Котуйская, Сетте-Дабанская провинции, Урал [10], а также данные относительно глубокого бурения карбонатитовых массивов (более 2 км), позволяющие оценить вертикальный градиент изменчивости геохимических параметров и, в конечном счете, получить представления об общем вертикальном размахе проявления минерализованных карбонатитов в пределах массивов. Геологические материалы по обширным провинциям карбонатитов, заведомо относящихся к разноглубинным образованиям, например вулканических, субвулканических и гипабиссальных массивов этих пород Восточной Африки, убеждают в существовании столбообразных тел оруденелых карбонатитов и сопровождающих их пород огромной вертикальной протяженности. Представляется вероятным, что значительное число карбонатитовых массивов формации УШК гипабиссальной, а отчасти, возможно, и мезоабиссальной фаций представляют собой глубинные срезы вулканических аппаратов, и, таким образом, общая величина эродированности массивов определяется в 4–5 км и более, а суммарная вертикальная протяженность карбонатитовых тел превышает эти величины по меньшей мере в 2 раза [2].

Поскольку геологические запасы многих видов полезных ископаемых, содержащихся в карбонатитах и генетически близких им породах, весьма велики, а по ниобию — уникальны, возникает стремление к выявлению закономерностей их распределения, в том числе и по вертикали. В настоящее время количество только относительно крупных массивов с карбонатитами превысило 300, а с учетом незначительных проявлений этих пород в составе трубок кимберлитов или пикритов, систем жильных тел и др. это число резко возрастает. Карбонатиты в ряде провинций мира стали едва ли не ведущим типом полезных ископаемых данных регионов, например в пределах Бразильского щита, в Африке и др., и разработка критериев их оценки стала весьма актуальной. Одним из методов такой оценки является анализ вертикальной зональности и уточнение глубинного строения карбонатитов, что позволяет определять условия концентрации различных видов полезных ископаемых и разрабатывать научные основы прогноза для их выявления.

Следует учитывать, что различные полезные ископаемые, связанные с карбонатитовыми массивами, концентрируются на разных гипсометрических уровнях [15]. Однако обширные провинции этих массивов часто оказываются практически лишенными одних видов полезных ископаемых, тогда как другие их виды содержатся в весьма крупных концентрациях. В одних случаях в основе таких различий, помимо региональных геохимических и иных факторов, лежат условия глубинности или величины эрозионного среза, в других — они оказываются затушеванными и проявлены слабо.

Ранее были выделены четыре фациальных типа карбонатитов в зависимости от глубины их образования — вулканические, субвулканические, малоглубинные (гипабиссальные) и глубинные (мезоабиссальные) [15], т.е. примерно соответствующие фациям глубинности эндогенных месторождений в целом [16]. Позже эти данные были дополнены изотопно-геохимическими исследованиями [5, 13, 14]. В последующем на новом фактическом материале удалось распространить это подразделение на карбонатиты формационного типа 2 — линейно-трещинные тела карбонатитов и фенитов, выде-

лив на примере объектов Украины, Урала и других регионов карбонатиты еще более глубоинной, абиссальной фации [3, 10].

Обзор современных данных показывает, что сейчас на земном шаре насчитывается несколько карбонатитовых массивов ниже-среднепротерозойского возраста, эродированных, как и вмещающие их толщи, очень глубоко, — Сиилинъярви в Финляндии и в Приазовье (2,6–2,1 млрд. лет), относимых к этому формационному типу, и не менее 10 средне-верхнепротерозойских массивов, также принадлежащих к глубоко эродированным образованиям, — в Гренландии, районе КМА, Индии, Канаде, Заире, Южной Африке и др. По-видимому, к абиссальным могут быть отнесены не только образования линейно-трещинных зон карбонатитов, но и часть массивов центрального типа формации УЩК, которые есть все основания считать образовавшимися в условиях весьма больших глубин, — графитсодержащие карбонатиты массива Сарфартек в Гренландии, Луеше в Заире. Вероятно, можно выделить образования промежуточного типа, имеющие черты сходства с обоими названными формационными типами карбонатитов, например некоторые массивы штата Тамил-Наду в Индии [20]. Это дает основание полагать, что изменение морфологии слагаемых карбонатитами массивов отвечает общей, хорошо известной в структурной геологии тенденции смены кольцевых, округлых в плане магматических тел в приповерхностных условиях на существенно линейные на глубине и может в известной мере свидетельствовать о практически непрерывном развитии карбонатитов от близповерхностных уровней к глубинным.

Значительная вертикальная протяженность карбонатитов в земной коре предполагает широкую изменчивость не только морфологических особенностей массивов, но и таких отличительных черт, как соотношение на каждом гипсометрическом уровне разнотемпературных разновидностей, представленных различными стадиями процесса, и соответственно их состав, наличие той или иной полезной минерализации и, наконец, механизм образования. В частности, различие в условиях глубинности образования в значительной степени определяет гетерогенность карбонатитов из ассоциирующих с ними пород. При этом гетерогенность карбонатитов связана с их минерализованностью, дифференцированностью и содержанием в них оруденения, в особенности редкометального [2]. Нами рассмотрены все эти отличительные черты, характеризующие разноглубинные карбонатитовые комплексы.

ФАЦИИ ГЛУБИНОСТИ КАРБОНАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Массивы абиссальной фации глубинности. Как уже отмечалось, значительная часть известных в настоящее время карбонатитовых массивов данной фации относится к специфическим телам линейно-трещинного типа (Черниговская зона на Украине, район КМА [6], Сиилинъярви в Финляндии, Поллен в Норвегии [22, 23], Енисейский кряж и др.) и немногие комплексы — к формации УЩК. Карбонатиты линейно-трещинного типа появляются вне типичного ряда комагматов от ультрабазитов через щелочные серии ийолит-мельтейгитов к сиенитам и карбонатитам. Интрузивно-магматических пород данного состава в этом случае либо нет совсем, либо их формирование относится к более древнему магматическому циклу (щелочно-карбонатитовая зона Урала).

Карбонатиты этого типа, как и сопровождающие их фениты, развиваются по системе кулисообразных трещинных тел более или менее прямолинейного строения. В тех случаях, когда локализация таких зон определялась складчатым строением вмещающих карбонатиты метаморфических толщ (район КМА) или дугообразной зоной контакта различных сред (массив Коратти, Индия [20]), эти образования приобретали дугообразные, полукольцевые в плане формы, однако и в этом случае они лишены признаков центрального строения (рис. 1). Характерно, что в структурно-тектоническом отношении размещение этих массивов контролируется не трансформными, сквозьструктурными разломами высших порядков, как это наблюдается применительно к массивам формации УЩК, а разломами более низших порядков, возникших по времени относи-

тельно близко к стабилизации данной подвижной зоны, иногда на заключительных этапах собственно геосинклинального режима развития данной области. Это четко отражено в абсолютном возрасте массивов; он более древний, чем ассоциирующие с ними в пределах региона карбонатитовые массивы центрального типа, появление которых связано со значительно более поздним периодом активизации, отделенным от него значительным периодом времени до 1–1,5 млрд. лет (Балтийский щит). Древний возраст массивов в этих случаях прямо связан с их глубокой эродированностью и формированием в условиях больших глубин. Лишь карбонатиты Ильмено-Вишневогорской зоны Урала обнаруживают возраст, близкий к пермскому (250 млн. лет), однако в условиях быстро воздымавшейся части мегантиклинория общая величина эродированности этих пород определяется в 12–15 км [10]. Судя по анализу геологической ситуации и ряда геохимических данных, для карбонатитов Урала и других комплексов, заведомо образованных на большей глубине, приведенные значения являются минимальными глубинами формирования карбонатитов этих объектов.

Выявляются некоторые геолого-петрографические и минералогические особенности карбонатитов глубинной фации, которые в значительной степени связаны с условиями их образования.

1. Повышенная меланократовость практически всех карбонатитов, высокие содержания силикатов, в особенности слюд, наличие постепенных переходов между карбонатитами и породами фенитового, пироксенового (район КМА; Поллен, Норвегия), нефелин-полевошпатового ряда (Украина), слюдитами-глиммеритами (Сиилиньярви).

2. Близко равновесные соотношения кальцита и доломита, реже параанкерита для наиболее ранних карбонатитов, иногда появление доломитовых или анкеритовых карбонатитов в качестве наиболее ранних, докальцитовых образований, чего не наблюдается в массивах УЩК. По данным экспериментальных работ, это в существенной степени определяется давлением, обусловленным глубиной образования.

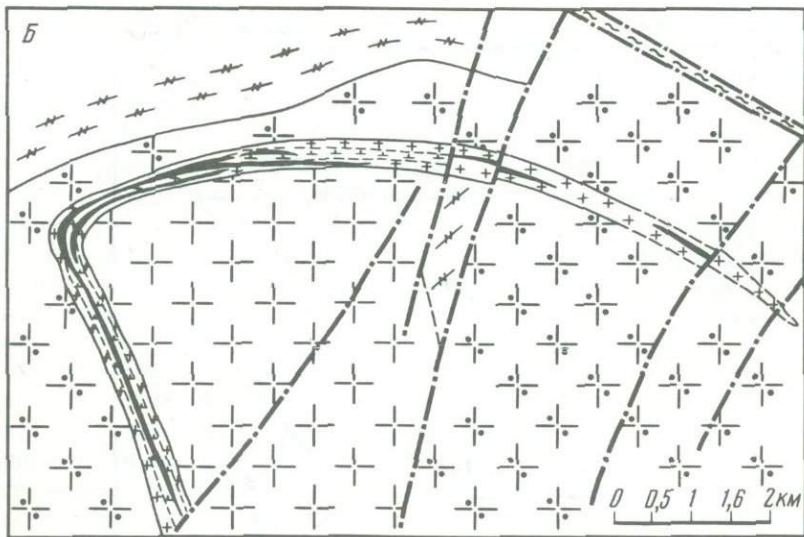
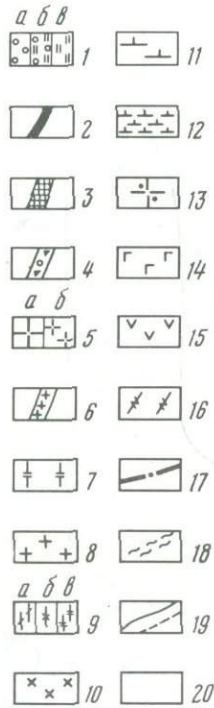
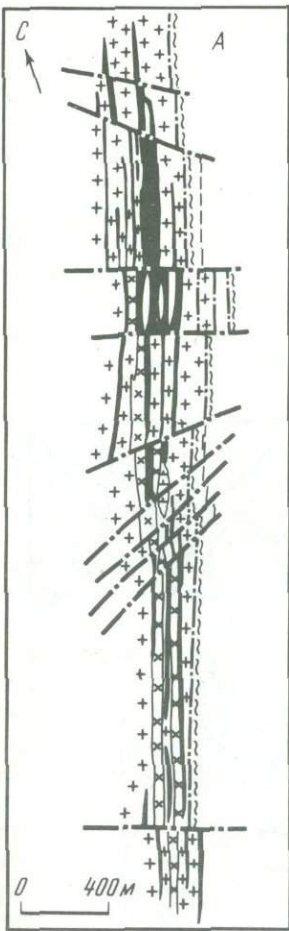
3. Отчетливый дефицит Fe^{3+} в минеральных ассоциациях и небольшое количество магнетита в любых разновидностях карбонатитов, пироксеновых пород и др.

4. Несколько иной по сравнению с карбонатитами массивов центрального типа характер распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в этих породах: заметная концентрация их в породообразующих карбонатах и апатитах, иногда некоторых ниобатах (фергюсоните) при отсутствии существенных обособлений минералов в поздних карбонатитах. Иногда последние вообще не проявлены, и все представленные карбонатиты относятся к моностадиальным разновидностям высокотемпературной фации.

Ведущие редкометалльные минералы карбонатитов – танталониобаты группы пирохлора, довольно обычны в части массивов и отсутствуют в других, где ниобий рассеян в составе сфена или рутила (Сарфартёк). Лишь в одном случае известны крупные промышленные скопления ниобатов – Луеше в Заире [9]. Однако даже пестрый состав ниобатов не приводит к существенным вариациям отношения Nb/Ta, как это типично

Рис. 1. Схематическое геологическое строение массивов карбонатитов и фенитов линейно-трещинной формации абиссальной фации

A – северная часть Черниговской зоны, Украина; *B* – Дубравинское месторождение, район КМА; *B* – Сиилиньярви, Финляндия; *Г* – Потанинский участок, центральная часть Ильменско-Вишневогорской зоны; *Д* – Коратти, штат Тамил-Наду, Индия; *Е* – Поллен, о-в Стьерней, Норвегия; *1* – карбонатиты кальцитовые, иногда с доломитом (*a*), карбонатиты и слюды (*б*), слюдиты-глиммериты, обычно с карбонатами (*в*); *2* – кальцит-доломитовые и доломитовые карбонатиты, нерасчлененные; *3* – параанкерит-ферродоломитовые карбонатиты; *4* – приконтактовые фации брекчиевидных карбонатитов с блоками фенитов; *5* – щелочные сиенито-фениты, микроклиниты: *a* – крупнозернистые, *б* – мелкозернистые; *б* – мелкозернистые сиенит-пегматиты, сиениты; *7* – трахитоидные сиениты; *8* – полевошпатовые сиенит-мigmatиты и фениты; *9* – разновидности нефелиновых фенит-мigmatитов Урала: *a* – пироксеновые, *б* – пироксен-амфиболовые, *в* – амфиболовые; *10* – меланократовые пироксеновые фениты; *11* – пироксен-биотитовые породы; *12* – существенно пироксеновые породы; *13–16* – породы вмещающего комплекса магматитов и метаморфитов: *13* – гранитоиды, *14* – метагабброиды, *15* – габброиды, диориты, *16* – гнейсы; *17* – тектонические нарушения; *18* – зоны мощных разломов; *19* – геологические границы, установленные и предполагаемые; *20* – четвертичные отложения, включая акватории озер и морей



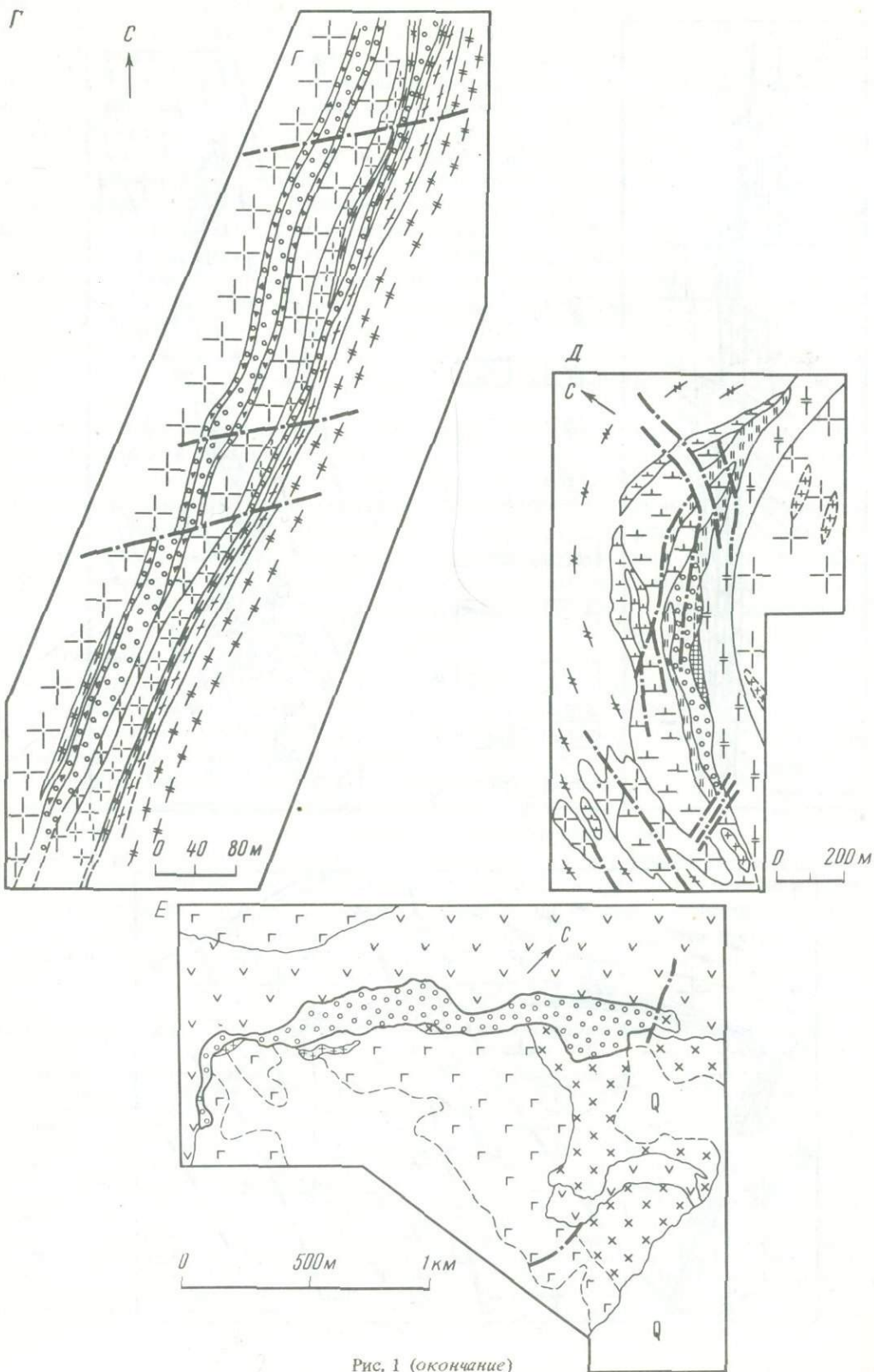


Рис. 1 (окончание)

для метасоматически-зональных карбонатитов менее глубинных фаций. Преобладают сравнительно высокие, притом слабо варьирующие отношения этих элементов — от 15 до 40–50, и лишь в отдельных участках появляются акцессорные гатчеттолиты или бетафиты с отношением Nb/Ta до 3–5 (Коратти, Индия). Минералы типа бетафита, т.е. U-Ta-Ti-ниобаты, практически не встречающиеся в менее глубинных фациях, довольно обычны в комплексах этого типа.

В целом можно сделать вывод, что разновидности пород, принадлежащие к линейно-трещинным образованиям, представлены высокотемпературными метасоматитами магматической стадии, образовавшимися в ходе длительного щелочного или щелочно-земельно-углекислого метасоматоза вмещающих толщ. Температуры образования карбонатитов на примере Черниговской зоны Украины составляют 500–800 °С при давлении в несколько килобар [8]. Ничтожное парциальное давление кислорода, определившее, в частности, сохранность в двух карбонатитовых массивах графита, является причиной незначительного содержания магнетита во всех разновидностях пород, слагающих эти образования. В то же время небогатые, но существенные скопления апатита (2–3,5 мас. % P₂O₅) в данных карбонатитах могут иметь некоторое значение, учитывая огромные масштабы минерализованных пород, наличие обособлений апатита в отдельных меланократовых участках слюдисто-пироксенового (КМА) или оливинового состава (Украина), иногда возникновение относительно богатых апатитоносных кор выветривания (Украина, Енисейский кряж). В меньшей степени такие объекты представляют интерес как ниобиевые объекты, иногда с примесью РЗЭ в составе ниобатов, апатита и др.

Как в теоретическом, так и в практическом отношении интересен вопрос, каково может быть строение карбонатитового комплекса максимальной глубинности из числа ныне известных или еще не выявленных проявлений этих пород. Следует отметить, что в настоящее время не известны массивы карбонатитовых формаций, эродированных ниже нижней границы распространения карбонатитов. По всей вероятности, обнаружение подобных объектов близ земной поверхности невозможно ввиду значительной вертикальной протяженности карбонатитовых штоков в пределах комплексных массивов. Так, в массивах абиссальной фации, относящихся к формации УЩК, по распространенности карбонатиты не уступают силикатным породам на современном уровне либо почти целиком слагают кольцевые массивы и сопровождаются лишь фенитами (Сарфартёк). Массивы той же фации линейно-трещинного типа состоят из карбонатитов, которые ассоциируют с силикатными породами неинтрузивного происхождения. Исходя из этого, можно предполагать, что массивы максимальной степени глубинности должны состоять из меланократовых фенитоподобных пород ("базификатов"), сложенных богатыми титаном образованиями биотит-амфибол-пироксенового состава (Поллен; южный фланг Черниговской зоны, район КМА) либо породами глиммерит-мелакарбонатитового состава (Сиилинъярви). В целом, по-видимому, с увеличением глубинности силикатные базификаты слюдисто-пироксенового, возможно, оливинового (фаялит) или иного состава должны преобладать над карбонатной составляющей. Характерно, что подобные зоны корневых частей карбонатитовых комплексов могут быть относительно бедны щелочами, в особенности натрием, и лишены таких характерных минералов, как нефелин и канкринит, в силикатных породах, эгирин, высокощелочные амфиболы — в составе карбонатитов, что в ряде случаев создает определенные трудности в идентификации этих пород. По всей вероятности, это связано с интенсивным перемещением щелочных компонентов в верхние горизонты карбонатитовой колонны, что полностью подтверждается как данными геологических наблюдений в массивах вулканической фации (карбонатитовые щелочные лавы), так и результатами экспериментальных исследований [19, 25 и др.].

Массивы мезоабиссальной фации. Массивы этой фации детально изучены на примере комплексов Южной Сибири и Сетте-Дабана [7, 12–15 и др.]. В массивах фации представлены породы самого разнообразного состава, как магматические (якупирангиты-ийолиты-уртиты и сиениты), так и метасоматические (нефелин-пироксеновые, мели-

литовые); слабо развиты интрузивно-магматические гипербазиты, кроме жильно-трубковой фации пикритовых порфиритов и альнеитов. Широко представлены также температурные фации (стадиальные разновидности) карбонатитов, насчитывающие от 3 до 6–7 разновременно формировавшихся типов этих пород, контролируемых различными структурными элементами. Полистадийность карбонатитообразования в сочетании с преимущественно метасоматическим способом их формирования способствовала сложной дифференцированности редкометальной и другой минерализации в пространстве и во времени — в пределах отдельных разновидностей карбонатитов, представленных различными стадиями процесса и по зонам метасоматической колонки [1,12]. Одним из следствий этого явились существенные вариации Nb/Ta отношения в минералах и рудах, определяемые различием кислотно-основных свойств этих геохимически весьма близких друг другу элементов, — в минералах группы пироклора это отношение колеблется от 1,5 и до многих тысяч, что, по-видимому, невозможно в магматическом процессе, сопровождающемся оруденением данного состава. Это особенность приводит иногда к обособлению танталоносных участков карбонатитов, содержащих 0,03–0,06% Ta₂O₅, в рудах, при отношении Nb/Ta ниже 4–6, приобретающих практический интерес.

Карбонатиты завершающих стадий процесса доломит-анкеритового состава иногда также развиты довольно широко; часто они содержат парагенные минералы группы редкоземельных карбонатов или F-карбонатов при суммарных содержаниях TR₂O₃ 1–2% в породах. Значительные размеры тел этих карбонатитов (1–2 км при мощности в сотни метров) с учетом данных бурения позволяют предполагать, что они могут прослеживаться на глубину 3–4 км. Соответственно геологические запасы небогатых редкоземельных руд, содержащих часто примесь сульфидов Zn, Pb, Mo, реже Cu, а также флюорит, циркон, пироклор и колумбит, также могут быть значительными, а диапазон их развития по вертикали практически не уступает интервалу общего распространения карбонатитов данной фации. Собственно апатитовые руды — карбонатиты с содержанием P₂O₅ выше 3–3,5%, а также апойолитовые метасоматиты слюдисто-apatитового или иного состава, как правило, широко распространены в пределах развития данных силикатных пород.

Для массивов УЩК формация силикатно-apatитовых пород "железорудного комплекса" в целом не характерна, однако довольно обычны карбонатиты, обогащенные одними из минералов этой серии, например породы апатит-флогопит-кальцитового состава, крупные концентрации магнетита среди флогопит- или амфибол-кальцитовых карбонатитов. Исключение представляет комплекс Палабора в ЮАР, содержащий крупное месторождение магнетита и колоссальные скопления апатита в составе "фоскоритов" и особенно в измененных пироксенитах. Это месторождение является исключительным по набору содержащегося в нем рудного сырья и его огромным запасам (Au, Ag, U, Cu, платиноиды и др.).

Массивы гипабиссальной фации. К комплексам указанной фации глубинности (наблюдаемые уровни от 1,5 до 4–5 км от палеоповерхности) принадлежит, вероятно, большинство массивов 1, 3 и 4 формационных типов. В СССР к ней относятся многочисленные (около 30) комплексы севера Сибири, из которых семь массивов содержат довольно крупные тела карбонатитов, комплексы Алдана; массивы в советской и зарубежных частях Балтийского щита; многочисленные массивы Бразилии, часть массивов Канады и США, а также ряд массивов Африки южнее зоны рифтовых структур района Великих озер.

По набору силикатных пород, ассоциирующих с карбонатитами, выделяются массивы: 1) на щитах и платформах с преобладанием собственно гипербазитов и их щелочных дериватов, в том числе мелилитовых, особенно широко развитых в пределах Маймеч-Котуйской провинции, ряде массивов Кольского полуострова, Канады и др.; 2) в зонах складчатого обрамления с преобладанием щелочных серий, в том числе полевошпатового состава, — Мурунский массив калиево-щелочной формации в Сибири, Большетагнинский в Саянах и др. Количественные соотношения силикатных пород

любого состава с карбонатитами, а также стадияльная (температурно-фациальная) принадлежность последних значительно варьирует, и ощутимых закономерностей в связи с различиями в глубинности или величине эрозионного среза в пределах фации, как правило, не наблюдается. Так, в пределах двух провинций Севера СССР — Карело-Кольской и Маймеча-Котуйской, где преобладают ультрабазиты и ийолиты, роль карбонатитов относительно невелика. Хибинский массив также не является исключением, здесь натритовые карбонатитоподобные породы центральной части и доломит-анкеритовые карбонатиты восточного сектора массива занимают лишь первые проценты площади всего плутона [18].

Существенную роль в объеме полезной минерализации массивов имеют железорудно-apatитовые породы "рудного комплекса". Породы этой серии иногда образуют ряд разновидностей, сложенных комбинацией таких минералов, как форстерит, пироксены, магнетит, апатит, флогопит, с постериорными амфиболами, карбонатитами и другими минералами, или представлены анхимономинеральными форстерититами (Маган), магнетитолитами (Ессей) и др. К названным массивам приурочены месторождения магнетита с запасами 1,5–2 млрд. т железа и более; в пределах Магана с глубиной (до 500 м) интервалы магнетитовых руд, вскрытых бурением, увеличиваются. Для массивов севера Сибири, локализованных среди субгоризонтально залегающих отложений архея—ордовика (интрузии Ыраас, Маган, Бор-Урях, Далбыха, Ессей и др.), можно примерно рассчитать величину градиента эрозионного среза этих объектов — 2,5 км. Сопоставление этих данных с результатами бурения до глубины 500 м на Магане и более 2,1 км для Ковдорского массива той же фации глубинности позволяет оценить вертикальный диапазон распространения магнетитового, часто апатит-магнетитового оруденения в этих комплексах более 4 км с размерами геологических запасов магнетитовых руд в этом интервале для каждого массива во многие миллиарды тонн, апатитовых — до 2–2,5 млрд. т. В некоторых массивах породы с промышленным содержанием магнетита по распространенности не уступают щелочным гипербазитам, а на Есее даже преобладают.

В отдельных комплексах этой фации, помимо апатитоносных железорудных пород, существенную роль в локализации апатитового оруденения играют специфические фенито-твейтозиты, содержащие иногда до 15–20 об. % апатита, развивавшиеся на контактах пород ийолитового состава с кремнистыми образованиями рамы. Вертикальный диапазон развития этих руд незначительный, так как апатитоносность пироксеновых фенитов резко снижается при изменении литологического состава вмещающих пород.

Силикатные метасоматические породы, ассоциирующие с карбонатитами данной фации, являются ведущими флогопитоносными объектами мира. При обилии минералов группы слюд в меланократовых карбонатитах и метасоматически-измененных силикатных породах любой фации глубинности практически только в пределах массивов гипабиссальной или низов приповерхностной фации создаются условия для кристаллизации крупноблочного промышленного флогопита, поэтому глубинный контроль размещения месторождений этого типа является наиболее определенным. Непосредственно бурением и горными выработками флогопитовое оруденение уверенно прослеживается также примерно до 500 м на Магане и несколько глубже на Ковдоре. Поскольку в пределах мезоабиссальной фации промышленная флогопитовая минерализация отсутствует, вертикальный диапазон ее развития в массивах гипабиссальной, отчасти и низов приповерхностной фации (вероятно, Гулинский массив) определяется в 3,5–4,5 км, возможно, больше.

Редкометальное, в основном ниобиевое (пирохлоровое), оруденение в карбонатитах, циркониевое (бадделейт, реже циркон) в апатит-магнетитовых породах, а также редкоземельное (редкоземельные карбонаты и F-карбонаты) в массивах данной фации распределено достаточно неравномерно, что определяется главным образом различиями в степени дифференцированности карбонатитов, наличием определенных температурно-фациальных их разновидностей и в целом не зависит от глубинности в пределах фации.

К образованиям этого уровня формирования приурочено богатейшее месторождение ниобия в мире — Араша в Бразилии, где карбонатиты, содержащие бариевый пироксид — пандит, типичный ниобат относительно низкотемпературных их разновидностей, до глубины 900 м обнаруживают среднее содержание Nb_2O_5 0,8–0,9%. Суммарные геологические запасы в коренных карбонатитах до глубины 1 км вместе с месторождением кор выветривания определяются в 22 млн. т. Запасы в несколько миллионов тонн содержат габиссальные канадские массивы — Ока и, вероятно, Сент-Оноре при содержаниях Nb_2O_5 0,3–0,6%.

Преобладание щелочных гипербазитов и высокотемпературных пород железорудного комплекса над карбонатитами характерно для многочисленных комплексов этой фации севера Сибири, отчасти Балтийского щита, однако и в этих областях имеются существенно карбонатитовые массивы, часть стадияльных разновидностей которых содержит редкометалльную минерализацию (Сокли в Финляндии, Далбыха на севере Сибири и др.).

Вертикальная протяженность редкометалльной минерализации различных типов, включая бадделит в апатит-магнетитовых породах, весьма значительная, по существу "сквозная", т.е. выходящая за пределы данной фации глубинности. Она составляет многие километры для собственно карбонатитов и несколько меньше для железорудных пород ввиду постепенного затухания магнетитового оруденения книзу.

Массивы субвулканической фации. Обнажающиеся уровни массивов этой фации сформированы на глубинах 0,5–1,5 км от палеоповерхности. Они обычно приурочены к рифтоподобным структурам и практически все относятся к образованиям "открытого типа" и представляют собой корневые части действовавших вулканов. Только в Восточной Африке насчитывается более 100 подобных объектов; несколько субвулканических калиево-щелочных комплексов выявлено в Южной Монголии. К той же фации принадлежит известный субвулканический массив Кайзерштуль в ФРГ [9], Ханнеши в Афганистане, вероятно, карбонатитоносные трубки пикритов в юго-восточной части ГДР и Чешском массиве, кимберлит-карбонатитовые трубки Прианбарья, а также массивы Гулинский и Чангит Маймеча-Котуйской провинции и Кийский на Енисейском кряже [13, 15].

Породы, слагающие данные комплексы, весьма разнообразны: ийолиты, меланефелиниты, различные меллитовые и сиенитовые породы — в комплексах УШК, серия лейцитсодержащих пород — трахитов, трахидацитов и др. — в калиевых щелочных массивах Монголии и других областей [14]. Среди карбонатитов преобладают две ведущие разновидности — ранние, высокотемпературные, с отчетливо магматической, экструзивно-магматической природой, как правило, весьма лейкократовые до анхимономинеральных, кальцитового, реже доломитового состава (Чангит, Гулинский), и поздние анкерит-доломитовые, сидеритовые и Мп-доломитовые с сульфидной (Кийский массив в Енисейском кряже), иногда промышленной редкоземельной минерализацией (Канганкунде в Малави). Калиевые щелочные комплексы Монголии содержат своеобразные апатит-мартит-барит-флюоритовые породы, иногда с высокими концентрациями галенита и других сульфидов, изредка с исключительно высокими концентрациями цериевых РЗЭ в составе апатита, с бастнезитом и другими TR-минералами [14].

Относительно высокие концентрации ниобия известны лишь примерно в шести массивах данной фации глубинности в Африке — Мбея, Мрима, Чилва и др. Содержание Nb обычно составляет в них 0,3–0,6, реже 1–1,5%, в корях выветривания оно возрастает до 1–2%. Суммарные запасы ниобия для первых двух массивов составляют свыше 1 млн. т; они ассоциируют со значительными скоплениями апатита в корях выветривания (Сукулу, Букусу) и др. [9]. Известная однородность, монофациальность карбонатитов, определяемая преимущественно магматическим генезисом этих пород, является причиной весьма слабой вариативности Nb/Ta отношения в рудах, составляющего обычно более 50.

Апатит практически всюду присутствует в карбонатитах, однако его концентрации в коренных породах невелики. Помимо карбонатитов, изредка он входит в состав

метасоматитов амфибол-полевошпатового состава, развивающихся по ийолит-мельтейгитам (Кийский массив). В немногих массивах той же фации со сравнительно неглубоким эрозионным срезом известны крупные месторождения флюорита (Амба-Донгар в Индии и Окорузу в Намибии).

Данных о величине вертикального диапазона размещения этих типов оруденения недостаточно, однако на основе сопоставления сходных в геологическом отношении комплексов гипабиссальной и приповерхностной фаций можно сделать вывод о практически неограниченном книзу развитии ниобиево-фосфорной минерализации в массивах УЩК и весьма значительном распространении редкоземельно-стронциево-флюоритовой и другой минерализации в карбонатитах и близких им породах ряда формационных типов.

Массивы вулканической фации. Немногочисленные современные вулканические карбонатитовые комплексы известны в Африке — Олдоиньо-Ленгаи, Керимази, Калиянго и др. [9 и др.] и нами не рассматриваются. Проявление эффузивных натриево-калиевых карбонатов на земной поверхности, а также пирокластических фаций карбонатитов, сложенных инконгруэнтно плавящимся кальцитом, закристаллизованным в непосредственной близости от земной поверхности, является ярким примером как гетерогенности этих образований, так и исключительной протяженности вертикального диапазона их развития в земной коре. Значительное большинство карбонатитовых массивов, ныне представленных эрозионными срезами различной глубинности формирования, в прошлом принадлежали к вулканическим комплексам "открытого типа" и могли извергать карбонатитовый материал, как это сейчас наблюдается на примере вулканов Экваториальной Африки [9]. Карбонатитовый вулканизм прошлых эпох для ряда провинций был не менее редким, чем современный андезитовый вулканизм. Находки значительных скоплений натриевых ("содовых") карбонатов в ряде участков ловозерского и особенно хибинского комплексов [18] косвенно могут указывать, что щелочно-карбонатитовый магматизм и метасоматизм генетически связан и с формационным типом 4. Формирование натриевых карбонатитов происходило в заключительные этапы эндогенной деятельности, тогда как натриево-калиевые карбонаты Олдоиньо-Ленгаи и других объектов являются типично магматическими высокотемпературными продуктами, сопоставляемыми с наиболее ранними температурными фациями более глубоких массивов.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ГЛУБИНОСТИ

Отнесение массивов к определенной фации глубинности основано на закономерном изменении содержания пороодообразующих или примесных компонентов в составе распространенных минералов карбонатитов или генетически близких им пород в зависимости от глубины формирования. При этом возникает одно существенное ограничение. Учитывая полистадийность карбонатитового процесса, тенденции эволюционирования составов многих минералов, слагающих карбонатиты, а также явление конвергенции, отмечающееся для заключительных дериватов карбонатитов разных формационных типов, в наших целях возможно сопоставлять составы минералов только наиболее ранних парагенетических ассоциаций, имеющих в какой-то степени первичный характер.

Магнетиты. Минералы этой группы, практически целиком сложенные разновалентными катионами железа, оказались весьма информативными. Они наиболее чутко реагируют на изменение кислородного потенциала с глубиной.

Анализ составов магнетитов ранних ассоциаций карбонатитов и пород железорудного комплекса, основанный на данных около 600 полных или частичных определений составов этого минерала, из которых примерно половина является оригинальными, приводит к следующим основным выводам.

1. Из всех компонентов-примесей, распространенных в магнетитах, лишь содержание Mg и Mn изменяется в минералах карбонатитов: оно уменьшается сверху вниз, достигая минимума в массивах абиссальной фации линейно-трещинного типа (табл.1).

Таблица 1. Средние содержания MgO и MnO (в мас.%) в магнетитах ранних высокотемпературных карбонатитов и генетически близких им пород в массивах различной глубинности

Фация глубинности	Массив, провинция	MgO	MnO
Абиссальная	Черниговская зона, Украина; Урал; район КМА; Сарфартёк, Гренландия	0,355 (130) *	0,191 (137)
Мезоабиссальная	Саянская, Сетте-Дабанская	0,85 (128)	0,63 (137)
Гипабиссальная	Маймеча-Котуйская, Карело-Кольская; Якупиранга, Бразилия	3,99 (250)	0,53 (282)
Субвулканическая	Гулинский; Сукулу, Уганда; Мушугай-Худук, МНР	5,00 (45)	0,91 (45)
Вулканическая	Керимази, Танзания	13,0 (2)	4,8 (2)

* В скобках — число анализов.

Таблица 2. Градиенты изменчивости содержаний MgO и MnO в магнетитах в вертикальном разрезе карбонатитовых массивов Сибири и Кольского полуострова

Массив, породы	Горизонт	Содержание, %		Градиенты содержаний, %		Вертикальный диапазон между центрами участков опробования	Градиент изменчивости, % на 100 м	
		MgO	MnO	MgO	MnO		MgO	MnO
Саянский, карбонатиты	Пр	0,92	0,72	0,08	0,30	800	0,01	0,037
	Гл	0,84	0,42					
Вуориярви, породы железорудного комплекса, обычно карбонатизированные	Пр	4,62	0,65	2,02	0,05	500	0,40	0,01
	Гл	2,60	0,60					
Ковдор породы железорудного комплекса	Пр	6,66	0,59	2,10	0,252	1500	0,14	0,017
	Гл	4,56	0,338					
карбонатиты	Пр	3,72	0,42	0,58	0,12	1500	0,038	0,008
	Гл	3,14	0,30					

Примечание. Горизонты: Пр — приповерхностные (от 0 до 200–300 м), Гл — глубинные. Используются средние данные по нескольким десяткам проб для каждого горизонта названных массивов.

Для Mg это проявлено однозначно в пределах всех опробованных массивов; для Mn эта закономерность осложняется большим диапазоном содержаний в зависимости от локальных геохимических факторов.

В массивах, вскрытых разведочным бурением до глубины 1–2 км, аналогичная тенденция улавливается при сопоставлении составов магнетитов глубинных и приповерхностных горизонтов. В этих случаях удается вычислить градиенты изменения содержаний компонентов на единицу глубины рудного тела (табл. 2). В этом случае подобный градиент для магнетитов железорудного комплекса оказывается большим, чем для более протяженных по вертикали карбонатитов, т.е. составы минералов последних изменяются медленнее; в массивах, относительно более глубинных, содержание наиболее информативного компонента — MgO — изменяется заметно слабее, чем в гипабиссальных (см. табл. 2). Для абиссальных комплексов на примере карбонатитов

Черниговской зоны на протяжении примерно 600-метрового диапазона вскрытия тел по вертикали такую закономерность вообще подметить не удалось.

2. Массивы абиссальной фации глубинности линейно-трещинного типа характеризуются наличием магнетитов с содержанием Cr, на 2–3 порядка большим, чем однофациальные им по условиям температуры магнетиты менее глубинных фаций — до 0,1–0,55 мас. % Cr в магнетитах Украины, Урала и района КМА. Менее отчетливо это проявлено и для Ni. По-видимому, эта особенность не связана непосредственно с глубиной, а является формационной типохимической чертой магнетитов этого типа, однако она имеет важное значение для диагностики данных карбонатитов, зачастую весьма сходных с эндогенными или метаморфогенными образованиями карбонатного состава.

Слюды. Эти минералы абиссальной фации карбонатитов линейно-трещинного типа характеризуются отчетливым преобладанием закисного железа над окисным при довольно низкой общей магнезиальности и обладают преимущественно биотитовым составом, а не флогопитовым (Поллен, Дубравинский массив КМА и др.). В более поздних разновидностях карбонатитов слюды имеют умеренно повышенные содержания Fe^{3+} и Mg, более высокие содержания глинозема и относительно меньшую степень вхождения Fe^{3+} в тетраэдрическую позицию по сравнению со слюдами менее глубинных массивов. Для карбонатитов гиабиссальной фации, напротив, характерно появление тетраферрислюд в ранние, высокотемпературные, стадии процесса при очень высокой концентрации Fe^{3+} , целиком входящего в тетраэдрическую позицию.

Карбонаты. Парагенезис кальцит–доломит или более раннее появление доломита или параанкерита по отношению к кальциту служит устойчивым признаком наиболее глубинных разновидностей карбонатитов.

Апатиты. Колебания в составе этого минерала довольно невелики; в частности, это касается таких характерных для карбонатитов компонентов как TR_{Ce} и Sr, содержание которых определяется большим количеством факторов и в целом не зависит от глубинности. Однако вариации Nd/La отношения такую зависимость все же обнаруживают: для апатитов из ранних карбонатитов этот показатель изменяется от 0,44–0,72 в гиабиссальных массивах до 0,86–1,0 в мезоабиссальных комплексах Сибири [19] и увеличивается до 1,1–1,6 в абиссальных массивах Украины, Урала, КМА и Сиилинъярви. Это свидетельствует об относительном снижении щелочности в однотипных по условиям температуры глубинных образованиях, что подтверждается и некоторыми данными, рассмотренными в статье.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КАРБОНАТИТОВ

Изотопный состав C, O и Sr практически соответствует исходному составу мантийных карбонатитообразующих систем и в целом при отсутствии отчетливых признаков ассимиляции слабо зависит от глубинности. Для углерода первичные мантийные характеристики состава колеблются в пределах $\delta^{13}C$ $(-4) - (-8)^0_{/00}$, и лишь в некоторых вулканических и приповерхностных аппаратах фиксируются положительные значения, связанные с ассимиляцией тяжелого корового углерода. Поэтому в целом наблюдается некоторое изотопное "утяжеление" состава C от глубинных фаций к мало-глубинным. В то же время заведомо глубинные карбонатиты обнаруживают типично "мантийные" значения $\delta^{13}C$ в составе карбонатов, для карбонатитов Украины — также и графита.

Для кислорода действует в общем та же тенденция, однако вариации этих изменений значительнее как для отдельных массивов, так и для фаций глубинности в целом [14]. Абсолютные значения показателя $\delta^{18}O$ возрастают в приповерхностных фациях, очевидно, за счет ассимиляции метеорного и атмосферного кислорода до величин 20–28 $^0_{/00}$ $\delta^{18}O$. Для абиссальных карбонатитов даже при отдельных повышенных значениях $\delta^{18}O$ средние значения не превышают 8–11 $^0_{/00}$, иногда опускаясь до +0,5 $^0_{/00}$ (Украина).

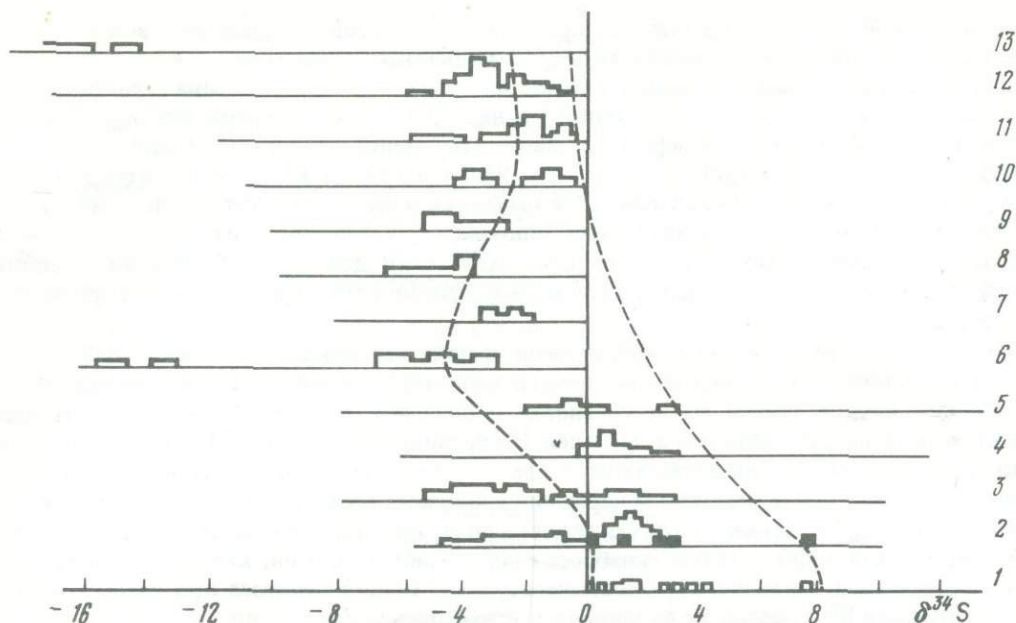


Рис. 2. Гистограмма распределения значений $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах из карбонатов, карбонизированных ийолитов и сиенитов и пород "рудного комплекса" карбонатитовых массивов

1 — Черниговская зона, Украина; 2 — Нижнесаянский массив (затушеваны значения образцов, отобранных из глубинных горизонтов, более 1200 м); 3 — Верхнесаянский массив; 4 — Палабора, ЮАР; 5 — Ессей; 6 — Ыраас; 7 — Далбыха; 8 — Магнет-Ков, США; 9 — Бирпо-Маунтинз, США; 10 — Вуориярви; 11 — Сокли, Финляндия; 12 — Ковдор; 13 — Маунтин-Пасс, США; пунктирными линиями ограничены значения, соответствующие образцам из ранних фаций карбонатов

Для стронция, изотопный состав которого в мантийных условиях детерминирован наиболее строго, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равное 0,701–0,705, при отсутствии отчетливых признаков ассимиляции сохраняется практически до приповерхностного уровня. В частности, магматические карбонатиты близповерхностных массивов, целиком залегающие в карбонатных осадочных породах, сохраняются "мантийные" характеристики изотопии Sr даже в маломощных телах карбонатитов (карбонатитовые дайки Чангита и др.).

Вариации изотопного состава серы карбонатитовых массивов оказываются принципиально иными [6]. Наблюдается однозначно направленное уменьшение значений $\delta^{34}\text{S}$ по мере перехода от абиссальных массивов к мезоабиссальным и гипабиссальным (рис. 2). Для Нижнесаянского массива, изотопный состав S которого изучался на неглубоких (0–300 м) и относительно глубинных горизонтах (1200–1300 м от поверхности), проявлена та же тенденция. Изотопное "утяжеление" серы с глубиной фиксируется и для сульфидов пород железорудного комплекса массивов севера Сибири и Кольского полуострова.

Таким образом, изотопный состав C, O и Sr свидетельствует об источнике вещества карбонатитов и сохраняется практически неизменным на всем протяжении карбонатитового "столба" (или пластинообразного тела), тогда как вариации изотопного состава серы в существенной степени зависят от глубинности или глубины эрозийного среза массива (комплекс Ыраас, см. рис. 2) и могут рассматриваться в качестве критерия глубинности образования каждого массива.

Изложенное приводит к следующим заключениям о характере вертикальной зональности карбонатитовых комплексов в целом и распределении оруденения в составе их продуктивных образований.

Представляется, что не существует единой универсальной схемы вертикальной зональности карбонатитовых комплексов, основанной на закономерной смене силикатных пород различного состава, апатитолитов и карбонатитов в вертикальном разрезе. Провинциальные и в особенности локальные геолого-структурные и петрологические факторы образования этих комплексов почти с равной возможностью приводят к появлению на любых уровнях глубинности указанных выше пород различного состава. Так, возрастание роли метасоматического карбонатитообразования с глубиной сопровождается ощутимым увеличением их объемов и убыванием интрузивно-магматических силикатных пород в ряде комплексов мезо- и абиссальной фаций как в интрузиях центрального типа (Луеше, Сарфартёк), так и в линейно-трещинных карбонатитах (Русская платформа, Норвегия и др.) Однако мощное проявление эффузивного и экструзивного карбонатитового магматизма вулканической и субвулканической фаций в геологически недавнее время приводило к преобладанию этих пород и в приповерхностной обстановке, например в Восточной Африке и Ханнешеине в Афганистане.

Однако вертикальная зональность, касающаяся распределения полезной минерализации внутри пород продуктивной серии, главным образом карбонатитов, проявлена достаточно четко.

Апатитовое оруденение обнаруживает сквозной характер в пределах четырех глубинных фаций, кроме вулканической. Апатит входит в состав метамагматических базификатов и мелакарбонатитов абиссальной фации и собственно карбонатитов — мезо- и гипабиссальной; в последнем случае возрастающую роль приобретают силикатно-магнетит-apatитовые породы железорудного комплекса, практически лишенные карбонатов.

Соответственно магнетитовое оруденение, тесно ассоциирующее с апатитом в составе названных пород на относительно неглубинных уровнях, глубже низов мезоабиссальной фации не образует крупных скоплений, а в ряде абиссальных комплексов этот минерал становится аксессуарным ввиду резкой дефицитности компонента Fe^{3+} и распределения Fe^{2+} преимущественно в составе силикатов, ильменита и др. В приповерхностных фациях проявлено гематитовое оруденение.

Флогопит, один из ведущих минералов всех уровней глубинности, образует промышленные скопления крупноблочных руд практически лишь в гипабиссальных условиях.

Ниобиевая минерализация, обычно пироксолоиды, обнаруживает почти столь же гигантский вертикальный диапазон размещения, как и апатит, однако промышленные скопления ниобатов маловероятны в низах абиссальной зоны. В специфических условиях формирования карбонатитовых метасоматитов, совпадающих с областью широкого развития данного типа карбонатитообразования, в мезо- и гипабиссальной фациях, обособляются разновидности пород с повышенной концентрацией тантала. Цирконий в составе бадделеита ассоциирует с апатитовыми карбонатитами и железорудным комплексом; интересные концентрации минерала совпадают с диапазонами распространения этих пород от мезоабиссальной фации и выше.

Редкоземельная минерализация в составе TR-карбонатов, стронциевые и бариевые руды, сульфиды свинца и цинка, а также флюоритовая минерализация преимущественно тяготеют к малоглубинным массивам, где преобладают низкотемпературные разновидности карбонатитов. Однако в тех случаях, когда образования данной температурной фации широко проявлены на больших глубинах, промышленно интересные их концентрации развиты и на данных уровнях.

ВЫВОДЫ

Карбонатиты, относящиеся к нескольким формационным типам, прослеживаются в земной коре в вертикальном диапазоне до нескольких десятков километров, при этом на протяжении большей части этого интервала, от абиссальной и вплоть до верхов приповерхностной фации глубинности, карбонатиты и ассоциирующие с ними породы

железородно-апатитолитового и другого состава образуют промышленно интересные концентрации различных полезных ископаемых.

Наиболее глубинные карбонатитовые массивы, обнажающиеся на земной поверхности, обычно относятся к образованиям линейно-трещинного формационного типа. Корневые части массивов этого типа, в том числе и те из них, которые еще не выведены на земную поверхность, по-видимому, представлены карбонатсодержащими базификатами основного—ультрасосновного состава, резко обедненными щелочами.

Карбонатиты массивов центрального типа, главным образом УЦК формации, принадлежат в основном к фациям меньших глубин — гипабиссальной и приповерхностной, реже мезоабиссальной. В пределах этих уровней, формировавшихся в диапазоне 0,5—8 км от палеоповерхности, сосредоточена основная масса редкометального, железо-фосфорного и другого оруденения. На этих уровнях наиболее четко проявлена вертикальная зональность в размещении оруденения, а также закономерное изменение состава породообразующих и других рудных минералов, изотопного состава серы сульфидов и др. Черты вертикальной зональности наиболее заметно выражены в малоглубинных массивах по сравнению с глубинными и более ощутимо проявляются на близзипикальных уровнях.

Закономерная смена составов пород карбонатитовых комплексов по вертикали не характерна; карбонатиты и сопровождающее их оруденение могут играть преобладающую роль вплоть до глубинных уровней абиссальной фации (до 10—12 км).

ЛИТЕРАТУРА

1. Багдасаров Ю.А. О распределении редкометальной минерализации в карбонатитах. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1969, 98, вып. 4, с. 395—406.
2. Багдасаров Ю.А. Некоторые вопросы гетерогенности карбонатитов и оруденения в ультраосновных—щелочных карбонатитовых комплексах. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1978, 107, вып. 6, с. 686—696.
3. Багдасаров Ю.А. Линейно-трещинные тела карбонатитов — новая субформация ультраосновных—щелочных карбонатитовых комплексов. — Докл. АН СССР, 1979, 248, № 2, с. 412—415.
4. Багдасаров Ю.А. Стадийность и эволюция процессов карбонатитообразования как фактор распределения и концентрации оруденения в карбонатитовых комплексах. — В кн.: Минералы, горные породы и месторождения полезных ископаемых в геологической истории. Л.: Наука, 1984, с. 97—107.
5. Багдасаров Ю.А., Гриненко Л.Н. Изотопный состав серы сульфидов из карбонатитовых массивов Маймеча-Котуйской провинции и некоторые вопросы их образования. — Докл. АН СССР, 1983, 271, № 6, с. 1484—1488.
6. Багдасаров Ю.А., Белых В.И., Скосырева М.В., Власова Е.В. Слюдистые мелакарбонатиты района КМА. — Докл. АН СССР, 1984, 278, № 6, с. 1457—1461.
7. Гинзбург А.И., Эпштейн Е.М. Карбонатитовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 152—219.
8. Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. Докембрийский карбонатитовый комплекс в Приазовье. Киев: Наук. думка, 1981. 227 с.
9. Карбонатиты. М.: Мир, 1969. 488 с.
10. Левин В.Я., Роненсон Б.М. Карбонатиты Урала. — В кн.: Вопросы петрологии Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980, с. 112—125.
11. Орлова Г.П., Рябчиков И.Д. Растворимость углекислоты в алюмосиликатных расплавах повышенной щелочности и вопросы происхождения карбонатитовых магм. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 12, с. 5—17.
12. Пожарицкая Л.К., Самойлов В.С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатитовых массивов Восточной Сибири. М.: Наука, 1972. 265 с.
13. Самойлов В.С. Карбонатиты. М.: Наука, 1977. 291 с.
14. Самойлов В.С. Геохимия карбонатитов. М.: Наука, 1984. 191 с.
15. Самойлов В.С., Багдасаров Ю.А. Фации глубинности карбонатитов и генетически связанных с ними пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 10, с. 27—35.
16. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. 688 с.
17. Фролов А.А. Структура и оруденение карбонатитовых массивов. М.: Недра, 1975. 160 с.
18. Хомяков А.П. Натрит — новый минерал. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1982, 111, вып. 2, с. 220—225.

19. Чернышева Е.А. Минералы карбонатитов как индикаторы условий их образования. Новосибирск: Наука, 1981. 153 с.
20. Borodin L.S. et al. Precambrian carbonatites of Tamil-Nadu, South India. — *Geol. Soc. India*, 1971, 12, N 2, p. 101–112.
21. Egger D. Composition of the partial melt of carbonated peridotites in the system CaO–MgO–SiO₂–CO₂. — *Carnegie Inst. Ann. Repr. Dir. Lab., Wash. (D.C.)*, 1975–1976, p. 623–636.
22. Puustinen K. Geology of the Siilinjärvi carbonatite complex, Eastern Finland. Otaniemi, 1971. 43p. (*Bull. de la Commis. Geolog. de Finlande*; N 249).
23. Robins B., Tysseland M. The geology, geochemistry and origin of ultrabasic fenites associated with the pollen carbonatites. — *Chem. Geol.*, 1983, 40, N 1/2, p. 65–95.
24. Peucher K., Larsen L.M. Geology and mineralogy of the Sarfartoq carbonatite complex, Southern West Greenland. — *Lithos*, 1980, 13, N 2, p. 199–212.
25. Watkinson D.H., Wyllie P.J. Experimental study of the composition join NaAlSiO₄–CaCO₃–H₂O and the genesis of alcaic rockcarbonatites complexes. — *Petrol.*, 1971, 12, N 2, p. 357–378.

УДК 551.2.03*

Г.Ф. Яковлев, В.В. Авдонин, В.И. Старостин

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ВУЛКАНОГЕННО-РУДНЫХ ЦЕНТРОВ (НА ПРИМЕРЕ КОЛЧЕДАННЫХ ПРОВИНЦИЙ)

Вулканогенно-рудные центры, которые рассматриваются на примере колчеданосных провинций Алтая, Урала и Северного Кавказа, представляют собой долгоживущие участки магматической и металлогенической активности. Они являются звеньями рудоносных прерывистых вулканогенных поясов или зон, сложенных последовательно дифференцированными или контрастными вулканогенными формациями. Развитие таких центров определяется мозаично-блоковым строением земной коры, обусловленным системой физических неоднородностей на границе коры и мантии.

Вулканогенно-рудные центры, по геофизическим данным, связаны с периферическими магматическими очагами, расположенными в верхней части земной коры на глубине от 2 до 7 км. Магматическими колоннами они соединяются с первичными "магмогенерирующими" очагами, которые находятся в зоне разуплотнения на глубине 20–50 км. На поверхности телескопические системы тектоно-магматических структур центрального типа представлены вулcano-тектоническими поднятиями и вулcano-куполами, вулcano-тектоническими депрессиями и кальдерами, вулcano-биклинальными и другими типами структур.

Возникающие над периферическими очагами крупные вулканические центры на Камчатке, по данным С.А. Федотова [27], расположены друг от друга на расстоянии порядка 29 км. А.Н. Барышев [5] считает, что расстояния между вулканогенно-рудными узлами (центрами) в колчеданосных провинциях примерно равны 30 км ("колчеданный шаг").

Общая мощность земной коры в колчеданосных провинциях Урала, Северного Кавказа и Алтая колеблется от 38 до 60 км.

На Южном Урале положение границы К фиксируется в локальных поднятиях, осложняющих прогибы базальтового слоя, на глубине 5–12 км и на некоторых участках подходит еще ближе к поверхности. Эти участки, скорее всего, представляют собой периферические магматические очаги – корневые зоны вулканов. На Рудном Алтае, где установлено поднятие базальтового слоя по сравнению с соседними регионами, этот слой находится на глубине не более 8–12 км. Различие соотношений мощностей "гранитного" и "базальтового" слоев влияет на металлогеническую специфику этих провинций. Так, например, на Рудном Алтае даже над поднятием "базальтового" слоя мощность "гранитного" слоя больше, чем на Южном Урале. Эти особенности глубинного строения отражаются на типах рудоносных вулканогенных формаций и соответственно опреде-

ляют медно-цинково-колчеданный профиль Южно-Уральской провинции и полиметаллически-колчеданный — Рудного Алтая.

Южно-Уральская провинция. Магнитогорский мегасинклиниорий представляет собой линейную структуру, длительно развивавшуюся в герцинскую эпоху как эвгеосинклинальный прогиб на океанической коре. При этом на ранних стадиях характерны интенсивные трещинные излияния недифференцированных базальтов. Уже на этих ранних стадиях произошло расчленение прогиба на отдельные зоны и блоки, которые в дальнейшем развивались относительно автономно. В этих структурах недифференцированные базальтовые формации сменялись продуктивными, контрастными и последовательно дифференцированными формациями. Кислые вулканиты контрастных формаций, составляющие обычно менее 10% общего объема, приурочены к верхам разреза, где слагают вулcano-купольные постройки в пределах вулканических поднятий [6]. Для провинции в целом характерны медно-цинковые колчеданные месторождения, которые нередко обнаруживают приуроченность к жерловым зонам крупных стратовулканов (Гайское, Сибайское), формировавшихся в пределах Западно- и Восточно-Магнитогорского палеовулканических поясов (рис. 1). Глубинное строение Магнитогорского мегасинклиниория позволяет объяснить основные особенности металлогении этой провинции.

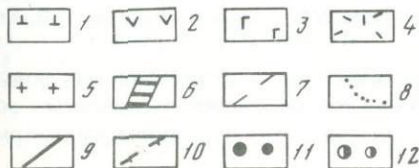
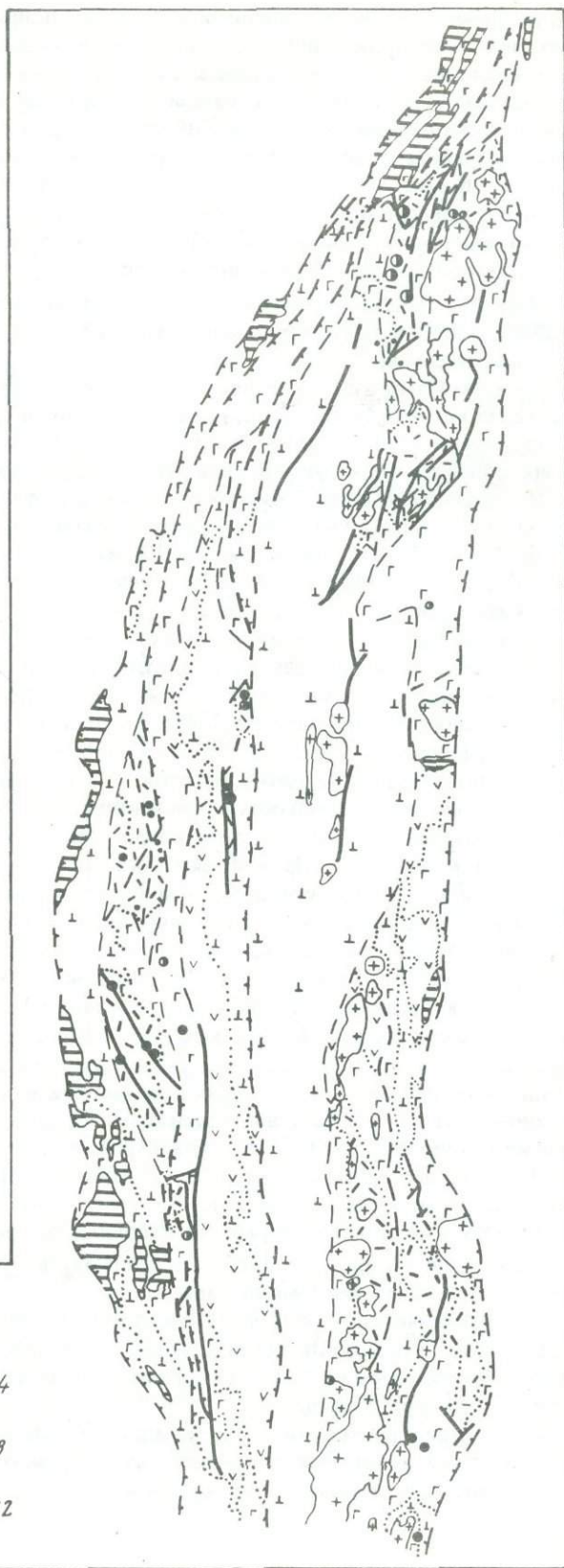
По данным И.С. Огарина [14, 15], на крыльях Магнитогорского мегасинклиниория расположены самостоятельные интрагеосинклинали, заполненные раннегеосинклинальными образованиями, обуславливающие максимумы аномалий Буге, а осевая часть мегасинклиниория, характеризующаяся отрицательным полем, представляет наложенный прогиб, заполненный позднегеосинклинальными вулканогенно-осадочными отложениями. Мощность вулканогенно-осадочных образований в интрагеосинклиналиях составляет 10–12 км, тогда как основание раннегеосинклинальных толщ прогиба расположено на глубинах 4–6 км, т.е. в осевой зоне мегасинклиниория предполагается неглубоко залегающий выступ протерозойского фундамента.

Модель И.С. Огарина была использована при региональных палеовулканических реконструкциях. Общим для этих построений было выделение Западно-Магнитогорского и Восточно-Магнитогорского палеовулканических поясов, отвечающих современному положению западного и восточного бортов структуры и разделенных амагматической Центрально-Магнитогорской мегазоной. Выполненное впоследствии объемное геолого-геофизическое картирование Магнитогорского мегасинклиниория позволило существенно уточнить модель глубинного строения и внутренней структуры мегасинклиниория [20].

По данным ГСЗ, мощность земной коры составляет в нем 45–55 км, а в структурах обрамления — 40–43 км. В продольном направлении с юга на север граница М в целом неравномерно воздымается, локально погружаясь в южной и центральной частях структуры. Этим участкам соответствуют обращенные формы рельефа подошвы гранитно-метаморфического слоя, в который здесь условно включаются и геосинклинальные образования. Магнитогорский мегасинклиниорий расчленяется на четыре мегаблока, разграниченные широтными ступенями (поперечными разломами) (рис. 2, 3). Южный, Орско-Джусинский, мегаблок обладает максимальной мощностью коры (48–55 км), обусловленной значительным утолщением гранулитобазальтового слоя (35–47 км). Более северный, Баймакско-Кацбахский, мегаблок имеет мощность земной коры 47–48 км и "гранулитобазальтового" слоя 30–35 км. Следующий к северу Магнитогорско-Верхнеуральский мегаблок по сравнению с соседними мегаблоками, расположенными к югу и к северу от него, обладает утолщенной корой — 45–50 км и "гранулитобазальтовым" слоем мощностью 32–36 км. Самый северный, Учалинский, мегаблок отличается наиболее тонкой корой (45–46 км) и сравнительно маломощным гранулитобазальтовым слоем (30–35 км). При этом устанавливается различная металлогеническая специализация мегаблоков с неодинаковым строением земной коры: блоки с повышенной мощностью "гранулитобазальтового" слоя обладают широким спектром колчеданных рудных формаций при повышенной роли медной специализации, а мегабло-

Рис. 1. Схема структурно-металлогенетического районирования Магнитогорского мегасинклинория по П.Ф. Сопко

1-4 - формации: 1 - позднегеосинклинальные, 2 - переходные, 3 - раннегеосинклинальные недифференцированные и последовательно дифференцированные, 4 - контрастно-дифференцированные; 5 - гранитоиды; 6 - гипербазиты; 7 - границы структурно-формационных зон; 8 - границы площадей распространения формаций; 9 - доорогенные разрывные нарушения; 10 - надвиги и сдвиги, преимущественно орогенные; 11 - медноколчеданные и медно-цинковые месторождения и рудопроявления; 12 - колчеданные месторождения с полиметаллическим уклоном



ки со значительным проявлением кислого вулканизма — меньшим размахом минеральных типов месторождений и полиметаллической специализацией.

Колчеданные месторождения контролировались длительно развивавшимися магмовыводящими разломами — субмеридиональными зонами преимущественного растяжения и диагональными сколовыми зонами преобладающего сжатия. Колчеданосны также кольцевые структуры вулканогенного происхождения, с преобладающим диаметром 15–20 км.

Отрицательная аномалия Δg в осевой зоне мегасинклиория, которая раньше объяснялась выступом кристаллического фундамента, сейчас интерпретируется как результат глубокой (до 10–15 км) синклинали.

Модель глубинного строения Магнитогорского мегасинклиория весьма напоминает модели рифтовых структур, если представить, что они осложнены вторичными узкими геосинклиналями.

Западно-Магнитогорский вулканогенный пояс и приуроченный к нему одноименный колчеданосный пояс, согласно сейсмическим и гравиметрическим данным находятся на склоне глубинного поднятия поверхности К, которая на западе опущена до глубины всего лишь 2–6 км от поверхности Земли, а восточнее погружается до 10–14 км.

Поверхность К имеет сложное строение, к ее локальным неглубоким депрессиям (4–5 км) приурочены участки с медноколчеданными месторождениями ($Cu/Zn = 2:1$), а к более глубоким прогибам (6–12 км) — участки с медно-цинково-колчеданными ($Cu/Zn = 1:2$) и иногда с полиметаллическими месторождениями [8]. На фоне прогибов базальтового слоя сейсмическими методами устанавливаются глубинные куполовидные поднятия, природа которых, правда, не вполне ясна [29]. Предполагается, что они фиксируют локальные поднятия гранитно-метаморфического слоя или периферические магматические очаги, питавшие стратовулканы, с которыми ассоциируют рудные поля с медно-цинково-колчеданными месторождениями (Гайский, Сибайский). Так, под Гайским рудным полем на глубине около 5 км от поверхности Земли установлено куполовидное поднятие высотой 5–7 км с поперечником 10–12 км [8, 29]. Как указывалось выше, мощность земной коры в разделяемых близширотными разломами блоках колеблется весьма существенно. Эти блоки различаются также по степени основности коры, которую В.М. Рыбалка определяет как отношение мощности базальтового слоя к общей мощности земной коры. Блоки с основностью свыше 75% обычно называют фемическими, с основностью 50–65% — салическими, с промежуточными значениями этого показателя — салифемическими.

По соотношениям этих блоков и особенностям строения субстрата среди рассматриваемых вулканических поясов Е.С. Контарем [10] выделяются три типа.

1. На существенно фемическом или океаническом субстрате (первично-геосинклинальные вулканические пояса). Типичным примером является Западно-Магнитогорский вулканический пояс, характеризующийся относительно однородным строением земной коры, в целом отвечающей фемическому типу, хотя и с локальными увеличениями мощности "гранитного" слоя [3].

2. На существенно салическом (континентальном) субстрате (вторично-геосинклинальные вулканические пояса). К этому типу относится Восточно-Магнитогорский вулканический пояс, который по строению земной коры сопоставляется с Урало-Тобольским антиклинорием [18]. Последнему, по мнению И.С. Огааринова [15], соответствует кора континентального типа.

3. Вулканические пояса на гетерогенном субстрате, для которых характерна значительная неоднородность земной коры, определяемая широко варьирующими сочетаниями блоков фемического, салифемического и салического типов (Тагильский, Восточно-Уральский, Каменский).

Структурно-формационная и металлогеническая зональность вулканических поясов определяется развитием в каждом из них системы структурно-формационных зон, различающихся закономерной сменой в пространстве и времени вулканических форма-

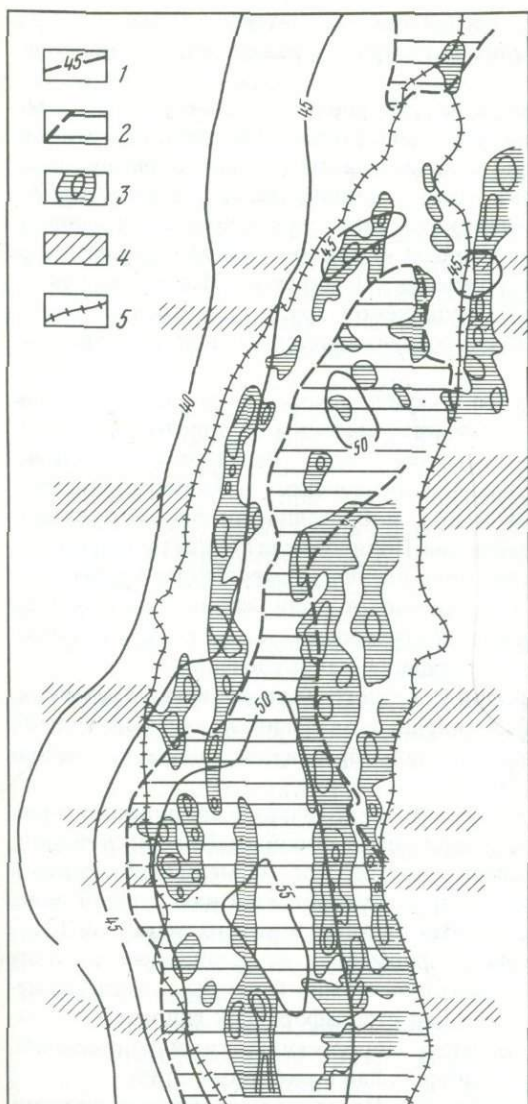


Рис. 2. Геофизическая схема Магнитогорского мегасинклиория по А.А. Цветковой, В.И. Решетниковой, М.Е. Вавилову

1 — изобатны мощности земной коры (в км); 2 — осредненные положительные аномалии силы тяжести ($R_{\text{оср}} = 30$ км); 3 — локальные положительные аномалии силы тяжести ($R_{\text{оср}} = 10$ км) и их эпицентры; 4 — широтные дислокации; 5 — границы Магнитогорского мегасинклиория

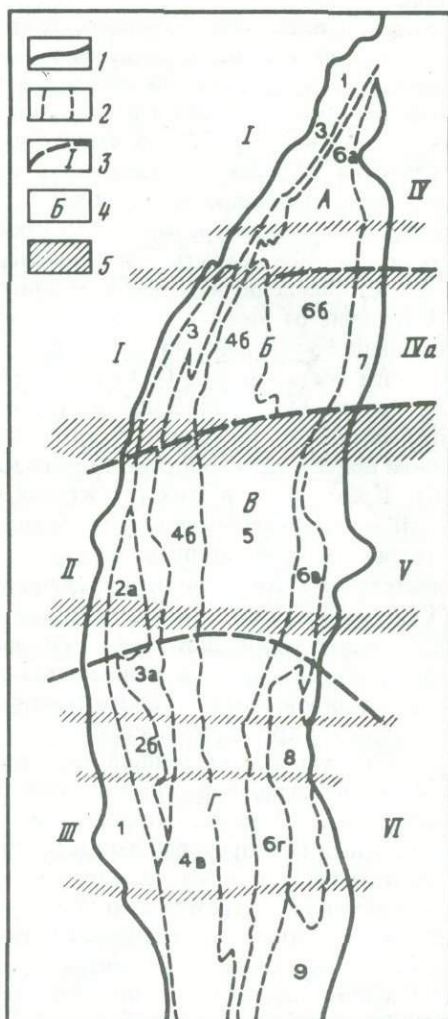


Рис. 3. Схема структурно-формационного районирования Магнитогорского мегасинклиория по И.Б. Севравкину

1 — границы Магнитогорского мегасинклиория; 2 — структурно-формационные зоны: 1 — Вознесенско-Сакмарская, 2 — Таналыкская (2а — Баймакская, 2б — Бурибайская подзоны), 3 — Ирендыкская (3а — Южно-Ирендыкская подзона), 4 — Кизило-Уртазымская (4а — Узьнкырская, 4б — Сибайская, 4в — Орская подзоны), 5 — Магнитогорская, 6 — Учалинско-Ащевутакская (6а — Учалинская, 6б — Верхнеуральская, 6в — Аламбайская, 6г — Ащевутакская подзоны), 7 — Уйско-Кацбахская, 8 — Джусинская, 9 — Домбаровская; 3 — поперечные блоки: I — Вознесенско-Аскарковский, II — Баймакско-Сибайский, III — Бурибайско-Орский, IV — Учалинско-Нагайбакский, IVa — Верхнеуральский, V — Субутакско-Амурский, VI — Кульминско-Домбаровский; 4 — мегаблоки: А — Учалинский, Б — Магнитогорско-Верхнеуральский, В — Баймакско-Кацбахский, Г — Орско-Джусинский; 5 — широтные дислокации по геофизическим данным (см. рис. 2)

ций и их металлогенической специализацией; чередованием по латерали вулканических поясов блока, обладающих различным строением субстрата и разделенных поперечными расколами.

Вулканические пояса Урала состоят из групп структурно-формационных зон, автономно развивающихся в раннегеосинклиналию стадию. Состав субстрата, на котором развивались вулканические пояса и входящие в их состав структурно-формационные (металлогенические) зоны и отдельные блоки, оказал влияние на их металлогеническую специализацию. Так, в структурах фемического типа проявления колчеданного оруденения обладают существенно медно-цинковым и серно-медным профилем (в Тагильском вулканогенном поясе — месторождения Шемурское, Ново-Шемурское, Такверское, Красноуральской, Левихинско-Карпушинской групп, Дегтярское и др.; практически все объекты Западно-Магнитогорского вулканического пояса; Султановское месторождение в Каменском поясе).

В отличие от этого в структурах салического и салифемического типов проявления колчеданного оруденения характеризуются полиметаллическим и золото-полиметаллическим составом руд (в Тагильском вулканогенном поясе — Валенторское, Падвинская группа рудопроявлений и др.; в Восточно-Магнитогорском — Александринское, Бабарыкинское, Джусинское, Борсучий Лог и др.; в Восточно-Уральском вулканогенном поясе — Красноборско-Горельская, Каменская, Поляновская группа рудопроявлений). Кроме того, в этих структурах известны проявления колчеданного оруденения в вулканогенно-терригенно-карбонатных — (Колпаковское медно-свинцово-цинковое) и терригенно-флишидных (Амурское цинково-колчеданное) комплексах, а также значительное количество рудопроявлений медно-порфирирового оруденения.

Северный Кавказ. Колчеданоносная провинция Северного Кавказа, как и Уральская, представляет собой длительно развивавшийся линейный эвгеосинклиналиный прогиб, в пределах которого в раннюю стадию происходило образование преимущественно дифференцированных базальтоидных формаций.

Передовой хребет, являющийся составным элементом складчатого сооружения Большого Кавказа, в современной его структуре представляет собой грабен-синклиниорий, сложенный разновозрастными магматическими, осадочными и метаморфическими комплексами. В металлогеническом отношении он рассматривается как рудный пояс, насыщенный месторождениями и рудопроявлениями цветных и редких металлов [21].

В этом регионе в колчеданных вулканогенных формациях не установлена ни одна вулканическая постройка центрального типа, с которой можно было бы связать какие-либо из известных месторождений. Вместе с тем ряд стратиформных гидротермально-осадочных месторождений контролируется пологими синвулканическими депрессиями, возникшими на стадиях трещинных излияний основных лав в рифтовых зонах.

Среднепалеозойская структурно-формационная зона Передового хребта расположена на границе эпигерцинской Скифской платформы и антиклинория Главного хребта. Максимальная ширина полосы меденосных вулканогенно-осадочных пород наблюдается на западе в междуречье Большая Лаба—Малая Лаба и составляет около 40 км. В восточном направлении она резко сокращена и в бассейне р. Баксан не превышает 2 км. Протяженность зоны в ее обнаженной и наиболее изученной части около 300 км. Как полагают некоторые исследователи, офиолитовый комплекс Передового хребта за пределами горного сооружения Большого Кавказа скрывается под мощным чехлом мезокайнозойских отложений передовых прогибов и по интенсивно-магнитным аномалиям может иметь значительно большую протяженность вплоть до Крыма в западном и Каспийского моря в восточном направлениях [23, 28]. По мнению В.Е. Хаина, этот пояс не ограничивается рамками Кавказа и прослеживается на восток значительно дальше, через Каспийское море и северную периферию Копетдага вплоть до соединения с подобными образованиями Северного Памира. Все известные месторождения колчеданных руд за исключением Карбекского рудопроявления связаны с вулканогенными комплексами липарит-базальтовой и базальт-андезит-дацит-липаритовой формаций среднего девона.

Глубинное строение Большого Кавказа, по имеющимся геолого-геофизическим данным, может быть намечено только в общих чертах и имеет сложно-блоковый характер. По данным гравиметрических съемок и ГСЗ, максимальная мощность коры, превышающая 60 км, отмечается в сравнительно узкой зоне Центрального и частично Восточного Кавказа [4, 7, 11, 32]. В направлении к периклинальным частям мегаантиклинория Большого Кавказа мощность коры сокращается до 44–42 км. Резкие изменения мощности коры как в меридиональном, так и в широтном направлениях обусловлены в основном изменениями мощности гранитного слоя. Максимальные его мощности (24–38 км) характерны для Центрального Кавказа. К юго-востоку и северо-западу от этой области наблюдается быстрое ее уменьшение до 14–4 км на Каспийском побережье и полного выклинивания — на Черноморском. Характер мощности "гранитного" и "базальтового" слоев в поперечном сечении Большого Кавказа отражен на гравиметрическом профиле Гали—Александровское и сейсмическом разрезе вдоль профиля Степное—Бакуриани. На широте Главного хребта отмечается довольно резкое погружение кровли и подошвы "базальтового" слоя. Его подъем с одновременным увеличением мощности происходит в направлении Скифской платформы. Сравнительно большая мощность "гранитного" слоя коры Большого Кавказа объясняется надвиганием северного блока коры на южный вдоль Главного Кавказского разлома, имеющего пологое северное падение. При этом мощность "базальтового" слоя меняется незначительно [32].

В "гранитном" слое выделяется несколько опорных сейсмических границ, которые некоторыми исследователями [12] отождествляются с границами складчатых комплексов различного возраста: альпийского, герцинского, байкальского и архейско-среднепротерозойского. Одним из важнейших элементов структуры Кавказа является Главная Транскавказская зона поднятий, намеченная впервые Н.С. Шатским [30] и детально охарактеризованная Е.Е. Милановским и В.Е. Хаиным [12]. Транскавказское поднятие имеет субширотное направление и продолжает структурный план архейско-протерозойского фундамента юга Восточно-Европейской платформы.

По ряду важнейших признаков (формационных, структурных, металлогенических и др.) и соотношению с другими зонами Северного Кавказа Передовой хребет представлял в девоне окраинно-континентальный рифт, заложенный на коре переходного типа [24]. По геолого-геофизическим данным [31], в венде—раннем палеозое на Кавказском перешейке существовал платформенный режим и только на рубеже раннего и среднего девона возникла система субширотных трогов, а севернее — Днепровско-Мангышлакский авлакоген.

Троговая зона Передового хребта в период ее заложения была ограничена с севера и юга жесткими блоками эпигерцинской платформы. Южный блок, совпадающий с антиклинорием Большого Кавказа и являющийся также частью этой платформы, отделял зону Передового хребта от основной части существовавшего в этот период на юге морского бассейна. Это значительно отличает данную зону от типичных эвгеосинклинальных провинций, в частности Урала, примыкающих непосредственно к океаническим структурам.

Рассматриваемая зона Передового хребта Большого Кавказа сопоставима, вероятно, с Западно-Магнитогорским вулканическим поясом, характеризующимся длительностью раннегеосинклинальной стадии развития и отсутствием гранитного интрузивного магматизма. Месторождения контрастной и непрерывной вулканогенных формаций Передового хребта хорошо сопоставляются с месторождениями Блява, Комсомольское.

Медно-цинковые руды Худесского месторождения, не содержащего свинца, залегают в толще слабо дифференцированных подушечных спилитовых и вариолитовых лав (так же как и Блява). По отношению меди к цинку они сопоставимы с рудами месторождения Вейсс (Турция), находящимися на "Кипрской" и "Уральской" линии (по Н.И. Еремину). Худесское месторождение сходно с Кипрским и по морфологии и по условиям залегания.

По характеру вулканизма и палеотектоническим особенностям палеозойская структурно-формационная зона Передового хребта обладает рядом признаков, сближающих

ее с рифтовой зоной Красного моря, которую наряду с Восточно-Тихоокеанским поднятием многие исследователи рассматривают в качестве современного аналога колчеданосных рифтовых систем: о-ва Кипр, Северного Омана, Ньюфаундленда и др. [9, 22, 26].

Рудный Алтай. Рудноалтайская колчеданно-полиметаллическая провинция является частью вулканогенного пояса Юго-Западного Алтая, сформировавшегося как линейная структура в каледонскую и герцинскую эпохи. Она имеет северо-западное простирание, длину до 800 км и ширину 200 км [33]. По глубинным разломам Северо-Восточной зоны смятия на северо-востоке она граничит с каледонскими структурами Горного Алтая, на юго-западе по Иртышскому глубинному разлому — с герцинскими структурами Калбы.

Рудноалтайская провинция характеризуется набором формаций, свойственных вторично-геосинклинальным областям [25]. Раннегеосинклинальный вулканизм, развивавшийся с раннего эмса по фамен, привел к формированию контрастно дифференцированной базальт-риолитовой формации, состоящей из ряда обособленных комплексов. Структурно-формационная и металлогеническая зональность обусловлена развитием зон, различающихся набором формаций, в первую очередь изменчивостью по вертикали и латерали петрохимических, фациальных, структурных и других характеристик подформаций и комплексов рудоносной формации. Указанные зоны рассматриваются как магматогенно-рудные центры первого порядка, которые представляют собой совокупность относительно автономных вулканотектонических депрессий — вулканогенно-рудных центров второго порядка, контролирующих рудные районы, в пределах которых локальные вулканические структуры определяют положение месторождений (рис. 4, см. вкл.). Одна из основных особенностей Рудного Алтая заключается в том, что к началу геосинклинального развития здесь была сформирована кора континентального типа мощностью около 35 км. Приращение земной коры за весь цикл геосинклинального и орогенного развития составило минимум 7,5 км [13].

Строение земной коры, имеющей мощность 38–55 км, здесь сложное. Участками (над поднятиями базальтового слоя) она была базифицирована и превращена в кору переходного типа. Рельеф поверхности М расчленен: особенно четко выделяется гребневидное Рудноалтайское поднятие северо-западного простирания с мощностью земной коры 40–42,5 км, ось которого погружается к юго-востоку. Оно расчленено поперечными разломами на три блока: Алейский с мощностью земной коры 40–43,5 км, Бухтарминский — 45–47,5 км, Южно-Алтайский — 50–52,5 км, которые смещены относительно друг друга также в северо-западном направлении. Рудноалтайское поднятие ограничено с двух сторон Калба-Нарымским (45–47,5 км) и Горно-Алтайским (50–55 км) прогибами сложной морфологии. Структура поверхности М Юго-Западного Алтая примечательна в том отношении, что имеет отчетливо выраженное блоковое строение: наряду с господствующим северо-западным направлением осей локальных гребневидных поднятий и прогибов отчетливо фиксируются аналогичные структуры широкого направления (рис. 5).

В поверхности К на глубинах 22–24 км также выделяется отмеченное выше Рудноалтайское гребневидное поднятие, которое погружается на юго-восток и обрамляется Холзунско-Сарымсактинским (28–30 км) и Калба-Нарымским (26–28 км) прогибами. Рудный Алтай соответственно приурочен к участку с уменьшенной мощностью сиалического слоя, который находится на глубине 8–12 км от поверхности на северо-западе провинции (Алейское вулканотектоническое поднятие), опускается до 16–20 км на склонах поднятия и свыше 26 км на его юго-восточном погружении [16].

По данным П.С. Ревкина и В.С. Кузубного [17], поверхность К в действительности не представляет собой резкой плотностной границы. Малоэнергичный "гранитный" слой обычно интерпретируется как результат базальтификации "гранитного" слоя, выражающейся в постепенном изменении фазового состояния вещества коры в результате процессов ассимиляции и переплавления активизировавшегося базальтовой магмой материала кристаллического яруса. Эти процессы связаны с началом геосинклинальной

стадии развития Рудного Алтая в конце раннего—начале среднего девона, когда эта область по системам глубинных разломов начала испытывать активное погружение, сопровождавшееся формированием в подкоровом пространстве крупной очаговой зоны базальтовой магмы. Возможно, что этими обстоятельствами объясняются особенности рельефа поверхности К, а именно преобладание структурных элементов северо-западного направления.

Первичный очаг магмообразования в виде уплощенной камеры с куполовидным вздутием под вулканогенным поясом Юго-Западного Алтая и региональной сетью восходящих питающих каналов существовал, вероятно, на глубине 120—160 км. Внутрикоровые вторичные магматические камеры размером от 5 × 2 × 2 до 50 × 20 × 20 км располагались на глубинах от 12 до 50 км [33].



Рис. 4. Схема структурно-формационного районирования Юго-Западного Алтая по материалам М.Ф. Микунова, Г.Ф. Яковлева и др.

1 — орогенные формации (преимущественно гранитоиды калбинского и змеиногорского комплексов); 2 — группа позднегеосинклинальных вулканогенно-осадочных и осадочных формаций; 3 — гранитоиды девонского возраста, комагматичные базальт-риолитовая формация; 4 — раннегеосинклинальная рудоносная базальт-риолитовая формация; 5 — комплекс основания — метаморфические породы и гранитоиды нижнего палеозоя; 6 — разломы, ограничивающие Юго-Западный Алтай; 7 — главные разломы; 8 — границы поднятий: А — Алейского, С — Синоюшинского, Р — Ревнюшинского; 9 — контуры вулканотектонических депрессий, контролирующей рудные районы; 10—12 — месторождения: 10 — барит-полиметаллические (а), полиметаллические (б), 11 — медно-полиметаллические (а), колчеданно-полиметаллические (б), медноколчеданные (а), 12 — железорудные

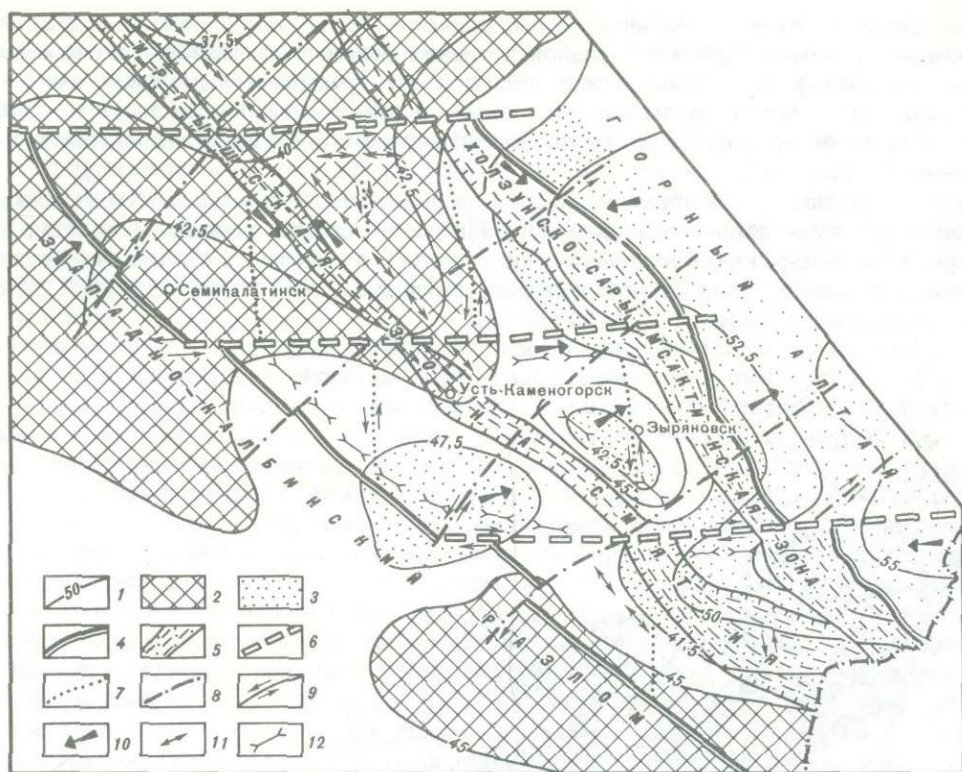


Рис. 5. Геофизическая схема Юго-Западного Алтая по Г.Н. Щербе, Б.А. Дьячкову, Г.П. Нахтигалю

1 — изогипсы поверхности М (в км); 2 — поднятия; 3 — прогибы поверхности М; 4 — границы Юго-Западного Алтая; 5 — зоны смятия; 6–8 — глубинные разломы: 6 — широтные, 7 — меридиональные, 8 — северо-восточные; 9 — сбросо-сдвиги; 10 — направление перемещения блоков; 11 — оси гребневидных поднятий; 12 — оси прогибов

Континентальный тип земной коры и ее повышенная мощность обусловили формирование в Рудноалтайской провинции базальт-риолитовой формации, характеризующейся существенным преобладанием кислых пород риолитового состава, относящихся к подводным геосинклинальным образованиям известково-щелочного ряда калиево-натриевой серии.

Главнейшие особенности вулканизма этой провинции заключаются в следующем: 1) в самых ранних этапах преобладал вулканизм центрального типа; 2) ранние натриево-калиевые комплексы сменяются калиево-натриевыми, а затем натриевыми; 3) базальтовый вулканизм следует за риолитовым и характеризуется относительной автономностью (структурной и пространственной); 4) наиболее ранние комплексы во всех зонах отличаются более высокой степенью ликвационного расслоения, повышенными содержаниями калия и наибольшей рудоносностью. Указанные особенности объясняются длительной эволюцией магматических очагов. По-видимому, возникший на ранних стадиях геосинклинального развития региона крупный очаг базальтовой магмы в подкоровой области вследствие малой проницаемости земной коры и активного взаимодействия с субстратом обусловил выплавку кислых магм и формирование периферических коровых очагов. Последние после длительной эволюции, сопровождавшейся ликвационным расслоением, служили источником формирования рудоносных комплексов [1].

Неоднородное блоковое строение земной коры обусловило разобщенность и относительную автономность развития вулканизма в различных структурно-фациальных

зонах (преимущественно в крупных поднятиях, например в Алейском, Синюшинском, Ревнюшинском) Юго-Западного и в особенности Рудного Алтая. Это выразилось в формировании крупных вулканических процессов, к которым приурочены рудные районы и поля. Миграция вулканизма от центральных частей поднятий к периферии привела к тому, что размещение рудных узлов и месторождений имеет концентрическую зональность. При этом во внутренней зоне локализованы барит-полиметаллические и полиметаллические месторождения, во внешней — колчеданно-полиметаллические и в самых краевых частях — медноколчеданные [2]. Таким образом, в Рудноалтайской провинции намечаются крупные вулканогенно-рудные центры. Они, в свою очередь, состоят из локальных центров более высоких порядков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вертикальные и латеральные ряды формаций, развитые в пределах вулканических рудоносных поясов различного типа (первично- и вторично-геосинклинальных), обусловлены характером тектонического развития и глубинным строением территории. Рудоносными формациями, участвующими в строении прерывистых зон и вулканогенно-рудных центров, являются контрастно-дифференцированные (базальт-риолитовые) и последовательно дифференцированные (базальт-андезит-дацит-риолитовые).

Мощность и глубинное строение земной коры — неоднородность, расчлененность, магмонасыщенность, соотношение различных геолого-плотностных слоев — определяют особенности формирования магматических очагов, эволюцию вулканизма, петрохимические черты рудоносных комплексов и в конечном итоге состав руд месторождений.

Кислые члены дифференцированных формаций, образующиеся в результате деятельности синхронных или последовательных периферических очагов разных уровней, более автономны, разнообразны по фациальному составу, представлены обычно локальными вулканотектоническими структурами, контролирующими рудные залежи. Неоднородность земной коры, определяющая продолжительность, характер развития вулканических очагов, миграцию вулканизма, в значительной степени обуславливает металлогеническую зональность палеовулканических провинций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдонин В.В. Палеовулканизм и этапы формирования колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — В кн.: Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985, с. 240—249.
2. Авдонин В.В., Баранов В.Д., Яковлев Г.Ф. Металлогеническое районирование Рудного Алтая на палеовулканогеологической основе. — Геология руд. месторождений, 1982, № 4, с. 54—68.
3. Ананьева Е.М., Бугайло В.А., Дорофеев Б.В. и др. Металлогеническое районирование Урала по геофизическим данным в связи с особенностями его глубинного строения. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978, т. 12, с. 40—56.
4. Балавадзе Б.К., Шенгелия Г.Ш. Основные черты структуры земной коры Большого Кавказа по гравиметрическим данным. — Докл. АН СССР, 1961, 136, № 6, с. 1421—1423.
5. Барышев А.Н. О природе "колчеданного шага". — Докл. АН СССР, 1977, 236, № 2, с. 408—410.
6. Бородаевская М.Б., Ширай Е.П., Курбанов Н.К., Кривцов А.И. Особенности вулканогенных формаций и связанного с ними колчеданного оруденения в геосинклинальных системах различных типов. — В кн.: Проблемы магматических формаций. М.: Наука, 1974, с. 95—107.
7. Давыдова Н.И., Краснопецева Г.В. Результаты глубинного сейсмического зондирования земной коры на Кавказе. — В кн.: Глубинное строение Кавказа. М.: Наука, 1966, с. 43—55.
8. Клемин В.П. Прогнозное значение зависимости между размещением колчеданных месторождений и глубинным строением Магнитогорского мегасинклинория (Южный Урал). — В кн.: Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей: Тез. докл. VIII Всесоюз. металлоген. совещ. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976, т. 1, с. 67—69.
9. Колчеданные месторождения мира. М.: Недра, 1979. 284 с.
10. Контарь Е.С. Типы колчеданосных геоструктур Урала. — В кн.: Тектонические и палеовулканические условия размещения колчеданных месторождений. Уфа: Башк. фил. АН СССР, 1984, с. 106—112.
11. Краснопецева Г.В., Матушкин Б.А., Шевченко В.И. и др. Новая интерпретация данных ГСЗ по профилю Степное—Бакуриани на Кавказе. — Сов. геология, 1970, № 8, с. 113—120.

12. Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 357 с.
13. Нахтигаль Г.П. Глубинное строение Алтае-Чингизского района: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Алма-Ата: Ин-т геол. наук АН КазССР, 1977. 25 с.
14. Огаринов И.С. Строение и районирование земной коры Южного Урала. М.: Наука, 1973. 86 с.
15. Огаринов И.С. Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1974. 67 с.
16. Принципы и методы прогнозирования медноколчеданного и полиметаллического оруденения (на примере Рудного Алтая) /Н.Л. Бубличенко, Ю.Ю. Воробьев, П.Ф. Иванкин и др. М.: Недра, 1972. 256 с.
17. Ревякин П.С., Кузбный В.С. Особенности глубинного строения Рудного Алтая по геофизическим данным в связи с проблемой магматизма. – Сов. геология, 1966, № 1, с. 95–105.
18. Ревякин П.С., Ревякина Э.А. Строение земной коры колчеданосных эвгеосинклинальных зон Урала. – В кн.: Тектонические и палеовулканические условия размещения колчеданных месторождений: Тез. докл. Уфа: Башк. фил. АН СССР, 1982, с. 47–48.
19. Резанов И.А., Шевченко В.И. Эволюция земной коры альпийской складчатой области Юга СССР. – Изв. вузов. Геология и разведка, 1976, № 2, с. 3–16.
20. Серавкин И.Б., Цветкова А.А. Строение Магнитогорского мегасинклинория в свете палеовулканологических реконструкций и геофизических данных. – В кн.: Вулканизм и рудообразовании Урала. Уфа: Башк. фил. АН СССР, 1982, с. 19–32.
21. Скрипченко Н.С. Вулканогенно-осадочное рудообразование (на примере колчеданных месторождений Северного Кавказа). М.: Недра, 1966. 291 с.
22. Скрипченко Н.С., Тамбиев М.С., Савченко Н.А. Зона Передового хребта Северного Кавказа. – В кн.: Колчеданные месторождения СССР. М.: Наука, 1983, с. 19–38.
23. Смирнов В.И. Зоны Беньюфа и эндогенная металлогения. – Геология руд. месторождений, 1974, № 1, с. 3–17.
24. Тамбиев А.С. Эволюция геосинклинального вулканизма и связанного с ним колчеданного оруденения. – В кн.: Генезис рудных месторождений: Тез. докл. Тбилиси, 1982, с. 241–242.
25. Гвалчрелидзе Г.А. Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. М.: Недра, 1977. 110 с.
26. Гвалчрелидзе Г.А. Проблемы металлогении Кавказа в свете новых данных. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 5, с. 60–66.
27. Федотов С.А. О механизме глубинной магматической деятельности под вулканами островных дуг и сходных с ними структур. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 4, с. 46–60.
28. Хаин В.Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации. – Геотектоника, 1975, № 1, с. 13–27.
29. Халевин Н.И., Виноградов А.М. О структуре земной коры района Гайского медноколчеданного месторождения. – В кн.: Строение и развитие земной коры и структур рудных полей Урала по геофизическим данным. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976, с. 24–28.
30. Шатский Н.С. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы, и складчатые области (Поволжье и Кавказ). – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5, с. 39–65.
31. Шевченко В.И. Геотектоническая обстановка каледонского этапа развития на юге европейской части СССР и прилегающих территориях. – Докл. АН СССР, 1974, 215, № 2, с. 428–431.
32. Шемпелев А.Г. О глубинном выражении Главного Кавказского надвига. – Геотектоника, 1978, № 6, с. 57–65.
33. Шерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П. Металлогения Рудного Алтая и Калбы. Алма-Ата: Наука, 1984. 238 с.

ФЛЮИДНО-МАГМАТОГЕННЫЕ КОЛОННЫ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ И ПРОГНОЗ ОРУДЕНЕНИЯ

Глубинное прогнозирование эндогенного оруденения становится одним из актуальных направлений исследований геологической науки. Развитие этих исследований уже в наше время требует перехода от традиционного, преимущественно двухмерного изучения и отображения на картах геологических структур рудных районов к их трехмерному анализу и объемному отображению структурных соотношений до оптимальных глубин порядка 5–10 км. С течением времени необходимость объемного картирования рудных районов, несомненно, будет возрастать. Поэтому наряду с реализацией программы бурения опорных глубинных скважин необходимо заблаговременно выработать методические приемы и накапливать опыт по трехмерному анализу рудных районов, опираясь на уже имеющуюся информацию. Обоснование моделей глубинного строения рудных районов и решение задач прогнозирования потребует выяснения общих закономерностей эволюции и вертикальной зональности флюидно-магматогенных колонн применительно к типовым геолого-тектоническим обстановкам. Обобщение накопленных материалов в этом направлении особенно необходимо для выяснения во многом пока неясных соотношений процессов метаморфогенного и магматогенного рудообразования в условиях разных глубин и структур.

В статье обсуждаются особенности петро- и рудогенезиса в зонах глубинных разломов фанерозойских пара- и миогеосинклинальных областей со свойственными им мощными толщами терригенно-осадочных отложений. Эволюция флюидно-магматогенных колонн здесь происходит в условиях относительно однородной геологической среды, что позволяет надеяться выявить ее характерные тенденции.

Сравнительное изучение глубинных разломов Алтая, юга Сибири, Юго-Западного Тянь-Шаня и других регионов показывает, что они представляют собой подвижные зоны мантийного заложения, разделяющие сравнительно крупные блоки нарушенной земной коры. Системы таких зон определяют пространственную ориентировку подвижных поясов, их морфологию и основные закономерности внутреннего строения [1].

Решетка глубинных разломов возникает при заложении подвижных поясов, усложняется в процессе их развития за счет возникновения различных диагональных и поперечных виргаций и долго не отмирает, обуславливая унаследование структурного плана на этапах инверсии и начального орогенеза. Поэтому в целом подвижный пояс может рассматриваться в качестве призмы нарушенной мозаично-блоковой земной коры и активизированной мантии, в пределах которой осуществляется их активное и длительное взаимодействие [3, 8, 11, 16]. Крутопадающим глубинным разломам и их виргациям — межблоковым зонам разного порядка — в этом взаимодействии принадлежит особая роль: обладая относительно высокой проницаемостью, они служат основными каналами накопления и проникновения в земную кору интрателлурических газов и мантийных расплавов. Поэтому именно к глубинным разломам приурочены наиболее протяженные и длительно развивающиеся в земной коре флюидно-магматогенные колонны.

Геологические и петроструктурные данные показывают, что оптимальные условия движения потоков газов и расплавов через земную кору и полнота их взаимодействия с веществом коры качественно различны в режимах ее расширения и сжатия.

Массовый подъем мантийных расплавов по глубинным разломам вплоть до земной поверхности (инициальный магматизм), в также базификация погружающихся блоков происходят в режиме растяжения, т. е. при рифтогенезисе и на раннегеосинклинальных стадиях. В этих условиях газы в основном рассеивались и их химическое взаимодействие с веществом земной коры на путях движения было ограниченным.

В режиме сжатия, т. е. с началом инверсионного этапа, происходит отступление фронта мантийных магм в глубь земной коры. Сининверсионные базит-гипербазиты обычно присутствуют лишь в ствольных структурах глубинного разлома в виде мелких рассеянных инъекций, выклинивающихся уже на уровне гипабиссальных глубин. Однако именно в условиях сжатия и большой подвижности земной коры инверсионного этапа с наибольшей полнотой проявляется химическое воздействие интрателлурических газов на дислоцированные горные породы, приводящее к метаморфизму и гранитизации.

Сильно сжатые горные породы, повсеместно подвергавшиеся в динамически активных межблоковых зонах пластической деформации, сравнительно равномерно пропитывались интрателлурическими газами в условиях их непрерывной длительной инфильтрации. Химическая и тепловая эволюция потоков газов в зонах глубинных разломов на протяжении инверсионного этапа обуславливает общее "размягчение" пород, концентрацию в этих зонах сдвиговых и надвиговых движений регионального характера и возникновение зональных колонн метаморфизма и гранитизации. В этих условиях формируются полосы сланцево-гнейсовых метаморфических пород с преимущественно односистемными плоскостной и линейной ориентировками минералов и их агрегатов, столь типичные для глубинных разломов [1]. Поверхности и векторы вторичной анизотропии (S-структуры) метаморфических пород односистемно ориентированы по простиранию разломов на сотни километров и всегда лежат в плоскости их падения, так что нет сомнения в устойчивом залегании этих элементов и на больших глубинах. Обусловлено это тем, что S-структуры отражают направление ламинарного течения вещества горных пород при метаморфизме, связанное в конечном счете с перемещением крупных блоков земной коры в подвижных поясах как кинематически целостных систем. Так, например, для Иртышской зоны смятия на всем ее протяжении устанавливается преобладание правосдвиговой кинематики, для глубинных разломов Юго-Западного Тянь-Шаня — левосдвиговой.

Со стороны петроструктурного анализа это подтверждается также выводом о принципиальном единстве при образовании метаморфитов в зонах глубинных разломов процессов деформации, перекристаллизации и метасоматического замещения пород, т. е. одновременности катаклаза и бластеза, разрушения и роста минералов. Поэтому ориентированные структуры и микроструктуры пород в зонах смятия приобретают значение региональных структурных элементов, контролировавших инфильтрацию интрателлурических газов и распределение в динамически активных сланцевых зонах при фильтропрессинге магматогенных и метаморфогенных жидкостей.

Последовательность основных процессов, проявившихся при формировании мощных зон смятия, в схематическом виде следующая. Вначале протекают наиболее интенсивные метаморфические и инфильтрационно-метасоматические преобразования пород, по времени совпадающие с периодом главного их складкообразования и рассланцевания. В конце этого периода в ствольные швы глубинных разломов, реже в краевые и диагональные их ответвления внедряются мелкие гипабиссальные базитовые интрузии, наиболее характерные для умеренных глубин, где преобладают аспидные и аспидно-филлитовые сланцы, среди которых базиты залегают в виде конформных маломощных силлов и согласных даек. На более глубоких уровнях мощность базитовых интрузий увеличивается и они сопровождаются гипербазитами, частью плагиогранитами. Раскристаллизация этих магматических пород приходится на время общего значительного снижения тектонической подвижности зоны, поэтому наложенным деформациям (рассланцеванию и будинированию) конформные базит-гипербазитовые интрузии подвергаются в малой мере, а нередко сохраняют массивное сложение.

Прогрессивный метаморфизм вмещающих пелитовых пород и их восстановительный метасоматоз предшествуют и сопутствуют инъекциям базитов. С течением времени благодаря возрастанию окисленности флюидов метаморфизм преобращает черты регрессивного. Эта смена в основном совпадает с периодом раскристаллизации базит-гипербазитов и проявлением в них автометасоматоза. Гранитизация (мигматизация) метаморфических сланцев, образование пегматитов и кварц-полевошпатовых жил протекают

позже и завершают процесс становления сланцево-гнейсовых мобильных зон. Пространственно гранитизация проявляется в осевых частях зон на уровне мезоабиссальных и абиссальных глубин.

Рассматривая указанные выше процессы как взаимосвязанные, всю сложную флюидно-магматогенную колонну глубинного разлома инверсионного этапа можно разделить на три составные части, последовательно проявляющиеся во времени: 1) опережающий поток восстановленных ювенильных газов с нарастающей во времени тенденцией их окисления; 2) колонну основных расплавов, сменяющихся с глубиной ультраосновными; 3) тыловой поток высокотемпературных щелочно-кремнистых флюидов, приводящий к гранитизации ядерных частей сланцевых зон в условиях средних и больших глубин.

Гранитные плутоны штоковой и батолитовой фаций образуются, как правило, за пределами стволовых зон глубинных разломов и поэтому в этой схеме не рассматриваются. По времени формирования они близки к гранитизации мобильных сланцевых зон, проявляясь несколько позже ее и на более высоких уровнях в сопряженных глыбово-складчатых структурах подвижных поясов.

Обратимся теперь к рассмотрению общей схемы зональности глубинного разлома для поддающейся изучению его верхней части вертикальной протяженностью порядка 10–15 км (см. рисунок). Эта схема построена на сравнительном изучении частей глубинных разломов большой протяженности, вскрытых эрозией на разную глубину, и сопоставлении регионов с разными уровнями эрозии складчато-блоковых структур. Для ее обоснования были привлечены также данные по объемному геологическому картированию детально разведанных рудных полей, приуроченных к глубинным разломам, а также геофизическая информация.

Верхний этаж колонны глубинного разлома отвечает области складчато-блоковых дислокаций верхнего (подмолласового) геосинклинального яруса. Для него характерны цилиндрическая, коробчатая или флексурная складчатость с преобладанием простых антиклинальных форм и нередко кулисовидным их размещением по простиранию структуры; низкая степень метаморфизма пород, переходная к диагенетической; большое рассеивание и рассредоточение в пространстве дизъюнктивных дислокаций. Структурно это рассредоточение дислокаций выражается в широком развитии субпараллельных в плане и веерно расходящихся по восстанию в разрезе дизъюнктивных нарушений, кинематически проявляющихся преимущественно в форме надвигов, взбросов и сдвигов. Фрагменты нарушенных ими складчатых структур испытывают продольные и диагональные перемещения, поднятия в сводах антиклинорий и надвигания в сторону прилежащих депрессий. Срезание складок сопровождается послойными срывами в сводах куполов, отслоением, дроблением хрупких пород и другими явлениями, создающими специфическую обстановку для метасоматоза и рудолокализации. Поэтому для метасоматических образований типично многообразие форм структурного контроля, комбинирование субсогласных и секущих тел, многоярусность оруденения. Наглядными примерами, иллюстрирующими эти особенности рудолокализации, могут служить широко известные структуры Никитовского рудного поля в Донбассе, Хайдарканского и других ртутно-сурьмяных полей в Тянь-Шане.

В качестве наиболее общей особенности метасоматоза терригенно-осадочных пород для верхнего этажа колонны можно указать на преобладание аргиллизации с сопутствующим тонким кварц-карбонатным прожилкованием, а также обесцвечиванием темноокрашенных пелитов. Последнее связано с окислением в процессе низкотемпературного изменения пород рассеянного в них свободного углерода. Аргиллизация пород на уровне верхнего этажа глубинных разломов, по-видимому, должна рассматриваться в качестве регионального процесса. Об этом свидетельствуют ее широкое площадное распространение и устойчивый характер поведения на глубину. Например, скважины в Донбассе глубиной более 2–3 км не выходят за пределы ореолов аргиллизации пород, а изучение флюидных включений в кварцевых прожилках в пределах этих глубин обычно не выявляет температурных градиентов минералообразования по вертикали.

Для верхнего этажа глубинных разломов типично флюоритовое, ртутно-сурьмяное, ртутно-полиметаллическое, сурьмяно-мышьяковое оруденение, не обнаруживающее видимых связей с магматическими образованиями и относимое обычно к эпитермаль-ному типу. Не исключено, что в какой-то мере аналогичную "надразломную" позицию занимают и стратиформные свинцово-цинковые месторождения, локализующиеся в терригенно-карбонатных породах в пределах активизированных массивов и древних платформ. Однако данных для реконструкции вертикальной зональности глубинных разломов в этих породах пока недостаточно.

Расположенный ниже второй этаж характеризуется прежде всего переходными условиями деформации пород — от глыбово-складчатых к преимущественно пластическим, свойственным более глубоким зонам земной коры. Кроме того, на этом уровне разветвляется вверх по восстанию и выклинивается основная масса мелких интрузий базитов. В верхнем этаже они отсутствуют, а в ниже расположенных этажах представлены более редкими стволowymi залежами. Этот этаж хорошо представлен, например, в герцинидах Юго-Западного Тянь-Шаня, где он расположен ниже карбонатного девон-нижне-каменноугольного комплекса пород, имея вертикальную протяженность не менее 2—3 км.

Зоны глубинного разлома на этом уровне эрозионного среза обычно сложены на 20—40% собственно тектонитами и на 60—80% реликтовыми блоками изоклиально-складчатых слоистых пород, причем те и другие многократно перемежаются в полосе шириной в несколько километров. Внутреннее строение таких зон полосчато-линзовое в плане и веерно-клиновидное в поперечных разрезах. Оно хорошо отражает неоднородный характер деформаций в кинематически единой структуре глубинного разлома. Пластическое течение пород локализовалось в относительно маломощных (от 10—20 до 100—200 м) субвертикальных швах, сложенных сланцеватыми обильно углеродистыми катаклазитами и милонитами. Разделенные ими линзо- и клиновидные изоклиально-складчатые блоки—будины алевропелитовых пород испытывали сдвиговые, взбросовые, реже надвиговые перемещения, подчиненные общей господствующей сдвиговой кинематике глубинного разлома.

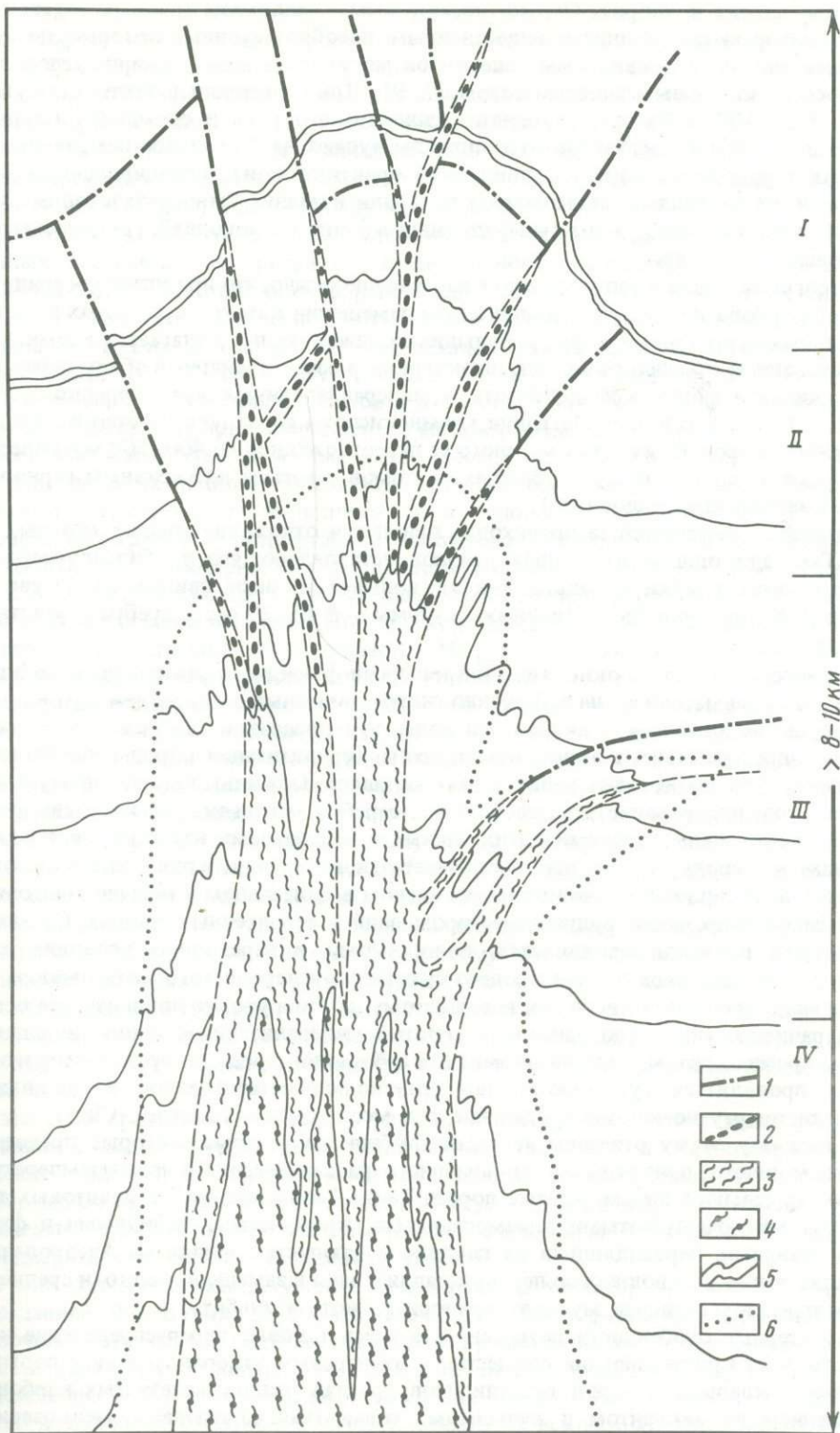
Этот разлом на уровне второго этажа еще не имеет четких границ: наряду с боковыми виргациями главных тектонических швов вдоль его границ развиты параллельные кулисные шнуры тектонитов и частая, постепенно затухающая трещиноватость скальвания. Более крупные блоки—будины имеют синклинальное строение; мелкие их фрагменты и приразломные участки отвечают сжатым гребневидным антиклиналям, усложненным мелкими складками скальвания, будинированием слоев и другими явлениями пластического перераспределения сланцеватых пелитовых пород.

Воздействие интрателлурических флюидов на дислоцированные породы на уровне второго этажа глубинного разлома также весьма неравномерно, так как оно прямо зависит от интенсивности милонитизации пород и разной проницаемости их для флюидов. В пределах крупных блоков метаморфизм пород низкий, типичный для начальных стадий аспидной ступени. Глинисто-гидрослюдистый материал здесь преобразуется в тонкоцешуйчатый кварц-серицитовый агрегат, в котором обычно присутствуют также железо-магнезиальные карбонаты, углисто-графитовое вещество, дисперсные сульфиды.

→

Схема вертикальной зональности глубинного разлома миогеосинклинальной области для конца этажа тектонической инверсии

I—IV — структурно-вещественные этажи; 1 — дисъюнктивные нарушения (сдвиги, взбросы, надвиги) в слоистых дислоцированных толщах; 2 — зоны катаклазитов, милонитов и blastsмилонитов с интенсивными проявлениями карбонатно-сульфидно-углеродистого метасоматоза и кварцевой флюидизации; 3 — зоны углеродистых динамосланцев, аспидных сланцев и филлитов с углеродистой щелочно-кремнистой флюидизацией; 4 — зоны кристаллических сланцев, парагнейсов, частью гранито-гнейсов и амфиболитов с высокотемпературным щелочно-кремнистым метасоматозом, кварц-полевошпатовыми и пегматоидными флюидизитами; 5 — слоистые породы геосинклинальных ярусов с относительно невысоким региональным метаморфизмом; 6 — внешняя граница области "размягчения" и повышенного метаморфизма пород вокруг глубинного разлома



ды, реже альбит и хлорит. Однако катаклазиты и милониты главных тектонических швов подвергаются мощным вещественным преобразованиям, которые по составу наиболее типичных привносимых элементов могут быть названы серно-углеродистым или восстановительным метасоматозом [7, 9]. При отложении в тектонитах углерода (от 2–3 до 10% и более), карбонатов сидеритового ряда и сульфидов (до 3–5% и более) зоны таких тектонитов отчетливо выступают на фоне слабо измененных окружающих терригенных пород. В поисковой практике зоны дислоцированных пелитов с такими проявлениями метасоматоза получили название "минерализованные углеродистые зоны смятия", "зоны сульфидизации в углистых породах", "рудоносные черносланцевые зоны" и др.

Петрографическое и геохимическое изучение показало, что при углерод-серицитовом, углерод-карбонатном и углерод-пиритовом замещении катаклазированных и милонитизированных терригенных пород в больших количествах переотлагается кремнекислота с образованием прожилковых зон, штокверков и жил. Суммарный объем переотложенной в жильной форме кремнекислоты в минерализованных зонах нередко составляет 5–10% и более. Расстояние миграции кремнекислоты варьирует в широких пределах – от первых метров (в участках местного ее переотложения) до 400–500 м и более (в динамически активных швах глубинных разломов с весьма интенсивным серно-углеродистым замещением милонитов).

В процессе метасоматоза происходит привнос и отложение многих тяжелых металлов. Так, для одного из рудных районов установлено, что в обильноуглеродистых метасоматитах кларки кобальта, никеля, вольфрама, меди, свинца, цинка увеличиваются в 2–5 раз; молибдена, мышьяка, сурьмы – в 15–20 раз; серебра и золота в 50–120 раз [6].

При восстановительно-окислительной инверсии флюидного режима происходила смена "сухого пневматолита" на собственно гидротермальный процесс, для которого типично повышение химической активности воды, углекислоты и щелочей. В участках массового гидротермального окисления углерода, серицитизации пород и переотложения кремнекислоты происходил вынос одних металлов (кобальт, никель, висмут) и дальнейшее концентрирование других (золото, серебро, мышьяк, сурьма, медь, свинец). Увязка региональных геохимических данных с материалами изучения месторождений приводит к выводу, что стадия восстановительного серно-углеродистого метасоматоза является важнейшим подготовительным звеном в длительном и обычно многоэтапном процессе формирования рудных месторождений в терригенных толщах. Стадия эта с наибольшей полнотой проявляется, по-видимому, в переходных условиях второго этажа, где в силу ряда причин процесс сульфидно-углеродистого метасоматоза протекает с максимальной интенсивностью. Поэтому на этом уровне локализуется основная масса раннеорогенной (догранитной) золотой минерализации с сопутствующими пиритом, арсенипиритом, сульфосолями. В карбонатной среде на уровне второго этажа может проявляться сурьмяно-ртутное, ртутно-полиметаллическое и, по-видимому, углеродистое ртутно-золотое оруденение типа месторождения Карлин (США).

К третьему этажу отнесены те части глубинного разлома, которые представлены зонами мощного, относительно равномерного рассланцевания и среднетемпературного динамотермального метаморфизма пород. Такие "зоны смятия" в пелитовых толщах сложены мелкочешуйчатыми динамосланцами, кремнистыми аспидными и филлитовыми сланцами, переходящими на глубине в слюдястые филлиты. Алевропелитовое вещество в них уже полностью перекристаллизовано и замещено мелко- и среднечешуйчатым агрегатом серицита, мусковита, хлорита, биотита, альбита.

Характерные особенности петрогенезиса здесь таковы: перераспределение кремнекислоты и ее кристаллизация совместно с дисперсным углеродом в виде плотных существенно кварцевых пород типа лидитов; распад ранних железистых карбонатов с замещением их анкеритом и кальцитом; совместная со слюдами, мелкозернистым кварцем и полевым шпатом кристаллизация углерода (обычно менее 0,2–0,5%), а также титанистых минералов, апатита и сульфидов железа. Для геохимического фона

таких сланцев типичны повышенные содержания кобальта, никеля, меди, мышьяка, золота, фосфора, титана и других элементов. Поэтому на достаточно информативных картах регионов можно видеть, что именно в зонах аспидно-филлитовых углеродистых сланцев локализуется основная масса геохимических аномалий и рудопроявлений.

В менее эродированных частях черносланцевых зон локализуются сурьмяно-золотые и золото-сульфидные вкрапленно-прожилковые месторождения. Глубже, обычно в породах, переходных к филлитовидным сланцам, и в филлитах, расположены кварцевожильные золоторудные и золото-вольфрамовые поля.

К четвертому этажу отнесены наиболее глубоко эродированные части изучавшихся глубинных разломов (см. рисунок), представленные субвертикальными сланцево-гнейсовыми телами плитовидной формы преимущественно со струйчато-полосчатым внутренним строением. Последнее обусловлено чередованием различных слюдяных порфиروبластических и кристаллических сланцев, парагнейсов, мигматитов и амфиболитов. Среди них обычно присутствуют в тех или иных количествах реликтовые полосы и линзы углеродистых филлитов и пятнистых сланцев, т.е. пород, неполностью перекристаллизованных при прогрессивном метаморфизме и мигматизации.

Реликтовые темно-серые и черные сланцы всегда более мелкозернистые. Рост крупных слюд, полевых шпатов, андалузита и парагенных минералов сопровождается окислением графита вплоть до полного его исчезновения, при этом сланцы приобретают светлую окраску и подвергаются наложенной карбонатизации. Геохимическое изучение высокометаморфизованных пелитов Патомского нагорья [14] показало, что при плагиомигматизации из пород выносятся магний, железо, кальций, марганец и привносятся кремний и натрий. При переходе к калишпатовому замещению вынос всех упомянутых компонентов усиливается. Из рудообразующих одновременно выносятся хром, никель, кобальт, цинк, ванадий, золото [13].

Процесс на стадии образования кристаллических сланцев протекает при низкой активности кислорода, о чем свидетельствует нахождение в породах углерода, а также широко развит ильменит при отсутствии гематита и магнетита. На стадии мигматизации и щелочно-кварцевого метасоматоза повышается активность кислорода и процесс может постепенно перерасти в высокотемпературный гидротермальный. Об этом свидетельствуют, в частности, данные, полученные В.С. Кузевым [12] при изучении Иртышской зоны. Гранитизация метаморфических сланцев здесь также происходила с привносом кремния и щелочей и выносом кальция, магния, железа, титана. Однако вверх по восстанию структур она сменялась вначале гидротермальным выщелачиванием оснований, а затем их отложением. Поэтому над выклинивающимися полосами гранитизации последовательно расположены (снизу вверх): зона мусковит-кварцевых сланцев и кварц-турмалиновых жил с золотом и медью, зона отложения известково-магнезиально-железистых силикатов, кварца и железных руд. Вертикальная протяженность такой зональной колонки в приведенном примере составляет 1,5–2 км [12, рис. 114].

На этом же уровне или несколько глубже в пределах четвертого этажа обычно в ассоциации с базит-гипербазитами локализуется цинковое и медно-пирротинное оруденение с заметно повышенной кобальтоносностью. Судя по данным, относящимся к Прииртышскому медно-пирротинному поясу, такое оруденение сопровождается высокотемпературным железо-магнезиальным замещением сланцев с развитием в них кордиерита, антофиллита, актинолита, биотита.

При еще более глубоких ступенях метаморфизма характер оруденения меняется. Так, по данным В.А. Буряка [5], для зоны амфиболитовой фации метаморфизма типичны щелочные метасоматиты с редкоземельным и редкометальным оруденением, мусковитовые и керамические пегматиты, а для гранулитовой фации — магнетитовые руды, редкоземельные и флогопитовые месторождения. Такие зоны, возможно, уже следует относить к наиболее глубокому, пятому, этажу, не вскрытому эрозийным срезом в глубинных разломах, на материалах по которым построена рассматриваемая нами зональная колонка.

Приведенные выше сводные данные по вертикальной зональности петрорудогенезиса свидетельствуют о достаточно сложной эволюции флюидно-магматогенной колонны на инверсионном и раннеорогенном этапах развития глубинных разломов в пара- и миогеосинклинальных поясах.

Для опережающего потока интрателлурических газов можно с достаточной определенностью говорить о восстановительно-окислительной тенденции их развития при движении в геологическом пространстве от четвертого этажа к первому и при снижении температур от 800–1000 до 250–200°C.

Газовая смесь на уровне четвертого этажа в основном состояла из окиси углерода, углеводородов, водорода: окисленные компоненты — вода и уголекислота — в ней присутствовали в подчиненных количествах. Этот вывод подтверждается прямыми аналитическими определениями содержаний газов в метаморфических породах, формировавшихся в пределах долгоживущих зон высокой проницаемости. По данным Ф.А. Летникова с соавторами [17], в слюдяных сланцах и гнейсах с дистеном, силлиманитом и гранатом сумма воды и уголекислоты всегда меньше суммы CO, CH₄, H₂. Обратные соотношения типичны для более низкотемпературных пятнистых слюдяных и биотит-хлоритовых сланцев. Вода и уголекислота, по-видимому, в значительной мере возникали при взаимодействии ювенильных газов с алюмосиликатными горными породами и тут же частично входили в молекулы слюд, амфиболов и карбонатов. Малое развитие графита в кристаллических сланцах и парагнейсах может указывать на недостаточную окисленность газовой смеси для его отложения при высоких температурах [4, 15].

По мере снижения температуры и возрастания взаимодействия с породами в газовой смеси возрастало количество воды и уголекислоты за счет окисления водорода и углеводородных газов. Своеобразие метаморфизма пелитов на уровне третьего этажа с характерными для него аспидно-филлитовыми сланцами состоит в том, что здесь среднетемпературное щелочно-кремнистое замещение пород протекает в менее восстановительных условиях, когда становится возможной совместная кристаллизация со слюдами, альбитом и кварцем свободного углерода, железо-магнезиальных карбонатов и сульфидов. Однако окисленность газовой смеси здесь еще недостаточна для массового проявления гидролиза и гидротермального выщелачивания пород. Поэтому в аспидно-филлитовых сланцах преобладает рассеянная форма отложения металлов при вовлечении в минерализацию весьма больших объемов пород. Концентрирование металлов с образованием промышленно важных их месторождений на этом уровне колонны происходит при последующей мобилизации рассеянных металлов под воздействием тех или иных наложенных геологических процессов.

На уровне второго этажа равномерно рассеянный поток газов приобретает струйчатую структуру, т.е. определенным образом уплотняется. Одновременно происходит дальнейшее снижение температуры и окисление газовой смеси до оптимальных значений, максимально благоприятных для природной парауголекислой конверсии углеводородных газов и массового отложения углерода совместно с сидеритом, щелочными алюмосиликатами, сульфидами, самородными металлами и интерметаллидами. Этот оптимальный режим окисленности газовой смеси, судя по отрывочным данным, наступает тогда, когда сумма CO₂ + H₂O примерно в 10 раз превышает сумму CO + H₂ + CH₄ [15]. Такая уже существенно водно-уголекислая газовая смесь легко преобразуется в неравновесный со свободным углеродом гидротермальный раствор. На уровне второго этажа подобное преобразование — явление типичное. Здесь под влиянием различных структурных и других неоднородностей среды локально очень часто проявляется геохимическая инверсия флюидов с переходом равновесных с углеродом газов в существенно водно-уголекислые растворы гидротермального типа. Соответственно преобладавший до этого пневматолитовый минерогенез начинает все в большей мере сменяться гидротермальным.

Полная окислительная инверсия минерализующего потока происходит выше —

на уровне первого этажа, где преобладает низкотемпературный гидрослюдисто-аргиллизитовый метасоматоз.

Эта общая схема эволюции потока интрателлурических газов в пространстве усложняется под воздействием многих факторов, прежде всего магматических и тектонических. Вторжение магматических пород в сланцевые зоны обычно способствует усилению окислительных тенденций в эволюции газов. Основной причиной этого, по-видимому, надо считать повышение температуры в среде минералообразования. Так, согласные со сланцами диабазовые дайки, особенно в местах их верхнего выклинивания по восстанию, всегда сопровождаются гидролизом вмещающих сланцев и их осветлением. В таких участках как бы возникают локальные небольшие очаги гидротермального процесса в среде углеродистых пород. С этим связаны местные повышения содержаний металлов и возрастание дисперсии их распределения в сланцевых зонах, инъецированных маломощными, быстро выклинивающимися базитовыми дайками. На уровне филлитов такие дайки обычно имеют "сухие" контакты и минерализацией не сопровождаются.

Формы контактовых поверхностей между кристаллическими сланцами, филлитами и аспидными сланцами имеют сложный фестончато-зубчатый характер, что обусловлено неоднородной тектонической подвижностью зон и неравномерностью их прогрева флюидами при метаморфизме. Так, в более проницаемых для флюидов зонах повышенного расланцевания процессы высокотемпературной перекристаллизации и метасоматоза всегда проликают гипсометрически выше по сравнению с участками менее дислоцированных пород. Чередование тех и других определяет сложную, обычно неоднородно-полосчатую структуру сланцево-метаморфических пород и заключенных в них метасоматитов.

Следует также отметить и основную тенденцию эволюции потока интрателлурических флюидов во времени. Она выражается в том, что на уровне каждого этажа временная последовательность процессов изменения пород протекает по такой схеме: 1) перекристаллизация пород и их восстановительный метасоматоз ("прогрессивный метаморфизм"); 2) нарастание признаков окисления флюидов, смена перекристаллизации в обстановке восстановленных флюидов на пневмато-гидротермальный метасоматоз и гидролиз пород (обычно это интерпретируется как смена прогрессивного метаморфизма регрессивным); 3) локальные проявления окислительного метасоматоза, околотрещинного кислотного выщелачивания и инъекционного жиообразования.

Метаморфогенные жильные образования кварцевого, кварц-карбонатного, полевошпат-мусковитового и иного состава проявлены на разных уровнях зональной колонны, являются продуктами раскристаллизации относительно поздних жидкостных вторичных флюидов.

Отмеченная особенность развития метаморфизма во времени совершенно правильно интерпретируется Ф.А. Летниковым с соавторами с позиций направленных изменений флюидного режима: "переход от восстановительных к окислительным флюидам знаменует прекращение процессов метаморфизма и переход к локальному проявлению метасоматических процессов" [17, с. 170—171].

К числу других важных геологических факторов, усложняющих приведенную выше схему эволюции флюидно-магматогенных колонн глубинных разломов, относятся литолого-стратиграфические неоднородности вмещающей среды. В определенных условиях они приобретают значение структурных и геохимических барьеров, определяющих пространственную локализацию рудно-метасоматических образований и придающих им черты стратиформности.

Рудные месторождения, пространственно и структурно приуроченные к глубинным разломам, обычно не имеют видимых связей с магматическими породами, которые позволяли бы относить эти месторождения к магматогенным. Тесная ассоциация с метаморфическими породами дает основание многим геологам относить такие месторождения к метаморфическим или метаморфогенным. При этом предполагается, что

источником рудного вещества служат сами вмещающие осадочные и осадочно-вулканогенные породы, а концентрирование его с образованием рудных залежей осуществляется вследствие метаморфической дифференциации пород. Так, Я.Н. Белевцев указывает, что "метаморфические месторождения возникли при перекристаллизации осадочных и вулканогенных пород в результате метаморфогенной дифференциации рудогенных компонентов в метаморфизируемых породах", а особо выделяемые им "ультраметаморфические месторождения... образуются под воздействием поднимающихся растворов из зон ультраметаморфизма" [2, с. 7-8].

Наш опыт изучения эндогенных месторождений, заключенных в осадочно-метаморфических породах зон глубинных разломов, приводит к существенно иным представлениям о их генезисе. Такие месторождения не могут называться метаморфическими или метаморфогенными в указанном выше смысле, так как источником металлов в них являются мантийные флюиды, определяющие развитие метаморфизма. По тем же причинам такие месторождения не могут относиться и к рудным формациям собственно магматогенных металлогенических рядов.

Поэтому их целесообразно выделять в особый — интрателлурический металлогенический ряд рудных формаций, возникновение которых в зонах глубинных разломов обязано эволюции флюидно-магматогенных колонн мантийного заложения. По генетическим особенностям в этом ряду, по-видимому, целесообразно различать ортопневматолитовые, ортопневмато-гидротермальные и ортогидротермальные месторождения с подразделением последних на гипо-, мезо- и эпitherмальные.

Некоторые особенности интрателлурического ряда рудных формаций попытаемся проиллюстрировать на примере месторождений золота. Для них детальными исследованиями доказывается полигенность природы, длительность и многоэтапность концентрирования полезного металла. В этом процессе выделяются: 1) ранний этап рассеянной металлизации, сопутствующей серно-углеродистому замещению пелитов, протекающему одновременно с их расщеплением и перекристаллизацией; 2) этап переотложения и дополнительного привноса металлов, обычно отчетливо выраженный на фронте прогрессивного метаморфизма, где происходит кристаллизация мусковита, флогопита, калиевого полевого шпата, сульфидов поздних генераций, наложенных на минерализованные углеродистые мелкочешуйчатые сланцы; 3) этап переотложения и возможного дополнительного привноса металлов при внедрении в углеродистые метасоматиты гранитоидных даек, калишпатизации и березитизации пород. Минеральные парагенезисы и стадийности рудообразования в этом многоэтапном процессе по-разному проявляются на рудных полях в вертикальной колонне общей протяженностью более 4 км [6, 10].

Особый, по-видимому, сравнительно редкий случай образования высококонцентрированного оруденения связан с поглощением гранитоидными плутонами больших масс углеродистых метасоматитов с высокими фоновыми содержаниями металлов. Этот случай реализуется в условиях третьего этапа, когда зоны углеродистых минерализованных сланцев служат боковыми ограничениями батолита и взаимодействуют с ним на глубине. Области такого взаимодействия на поздне- и постмагматических стадиях развития плутона генерируют металлоносные щелочно-кремнистые флюиды; последние проникают в эндо- и экзоконтактовую надбатолитовую область и формируют кварцевые жилы с золотом, мышьяком, вольфрамом, серебром и другими металлами. Такие околоинтрузивные месторождения золота в углеродистых терригенных породах по своим генетическим особенностям, по-видимому, могут рассматриваться в качестве образований, переходных между интрателлурическим и внутрикоровым магматогенным (плутоногенным) рядами рудных формаций.

В целом на месторождениях золота в терригенных толщах довольно отчетливо проявляются основные этапы эволюции флюидно-магматогенных колонн глубинных разломов. Первый и отчасти второй этапы, когда формируется основная масса метасоматической вкрапленно-прожилковой минерализации, связаны непосредствен-

но с деятельностью интрателлурических флюидов. По времени образования эта минерализация предшествует и сопутствует внедрению в тектониты глубинных разломов сининверсионных базит-гипербазитовых интрузий, что дает основание рассматривать ранние флюиды и базитовые расплавы в качестве парагенных и мантийных образований.

Поздние этапы рудообразования с деятельностью ювенильных флюидов связаны лишь косвенно. Последние к этому времени были преобразованы во вторичные флюиды; они возникали на фронте колонн прогрессивного метаморфизма, в очагах палингенезиса и гранитизации, а также в остаточных очагах гранитоидных батолитов при их многофазовой раскристаллизации. На крупных, длительно развивавшихся золоторудных полях происходило пространственное совмещение зон минерализации, созданных как первичными, так и вторичными флюидами. Это и придает таким золоторудным полям черты генетической неоднородности или полигенности.

Основная идея, которую автор стремился обосновать, состоит в том, что в особых условиях глубинного разлома эволюция ювенильных флюидов закономерно приводит к возникновению зональной колонны метаморфизма, регионального метасоматоза и эндогенного оруденения. Особенности ее строения и развития должны быть положены в основу разработки моделей рудообразования и глубинного прогнозирования оруденения в таких структурах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ажгирей Г.Д. Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1966. 243 с.
2. Белевцев Я.Н. Генетические проблемы метаморфогенных месторождений. — В кн.: Проблемы метаморфогенного рудообразования. Киев: Наук. думка, 1974, с. 7–9.
3. Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. М.: Наука, 1978. 230 с.
4. Бондаренко Б.И. Восстановление окислов металлов в сложных газовых системах. Киев: Наук. думка, 1980. 386 с.
5. Бурак В.А. Метаморфогенно-гидротермальный тип золотого оруденения. — Геология руд. месторождений, 1975, № 2, с. 37–46.
6. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Геолого-геохимические закономерности формирования рудного поля золото-углеродистой формации и поисковые критерии. — В кн.: Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых: Тез. докл. III Всесоюз. совещ. М.: ИМГРЭ, 1982, вып. 5, с. 48–49.
7. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Проблема восстановительного метасоматоза. — В кн.: Метасоматоз и рудообразование. М.: Наука, 1984, с. 115–122.
8. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Проблема углеродистого метасоматоза и рассеянной металлоносности осадочно-метаморфических пород. — Сов. геология, 1984, № 2, с. 90–100.
9. Иванкин П.Ф., Фотиадис Э.Э., Щеглов А.П. Опыт построения моделей тектоносферы подвижных поясов. — Геотектоника, 1974, № 5, с. 35–51.
10. Иванкин П.Ф., Янишевский Е.В., Цой Р.В. и др. Основные результаты и пути повышения эффективности геохимических работ. — В кн.: Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых: Тез. докл. III Всесоюз. совещ. М.: ИМГРЭ, 1982, вып. 7, с. 88–90.
11. Кропоткин П.Н. Дегазация Земли и геотектоника. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1980, с. 7–13.
12. Кузубный В.С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата: Наука, 1975. 342 с.
13. Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1979. 254 с.
14. Петров Б.В., Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск: Наука, 1975. 342 с.
15. Руденко А.П., Кулакова И.И., Курганова С.Я. Механизм полимолекулярной дегидрогенезации и углеобразования при превращениях метана и его гомологов на гетерогенных катализаторах. — В кн.: Научные основы каталитической конверсии углеводородов. Киев: Наук. думка, 1977, с. 164–178.
16. Семененко Н.П. Метаморфизм подвижных зон. Киев: Наук. думка, 1966. 290 с.
17. Флюидный режим земной коры и верхней мантии / Ф.А. Летников, И.К. Карпов, А.И. Киселев, В.О. Шкондрый. М.: Наука, 1977. 214 с.

Я.Н. Белевцев

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МЕТАМОРФОГЕННЫХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В фундаменте Восточно-Европейской платформы железорудные месторождения приурочены к железисто-кремнистым формациям, распространенным на территории СССР, Финляндии, Северной Норвегии и Швеции. В СССР железорудные формации широко развиты на Украинском щите, Воронежском массиве, восточной части Балтийского щита и Белорусско-Литовском выступе. Особенно представительны они на Украинском щите и Воронежском массиве, где к ним приурочены месторождения железных руд Криворожского бассейна и района Курской магнитной аномалии. На месторождениях этих районов добывают около 70% железных руд нашей страны.

По условиям образования выделяются несколько генетических типов железорудных формаций: осадочный, вулканогенно-осадочный и осадочно-вулканогенный. Породы формации в различных районах претерпели региональный динамотермальный метаморфизм различных фаций — зеленых сланцев, эпидот-амфиболитовой и гранулитовой. Метаморфические процессы определили минеральный состав пород и привели к образованию промышленных железорудных месторождений.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДОКЕМБРИЯ

Рассмотрим генетические типы железорудных формаций, условия их образования и районы развития (см. таблицу).

Осадочный — миогеосинклиальный тип формаций. Железорудные формации этого типа чаще всего приурочены к синклиналим, реже к моноклиналим структурам нижнего протерозоя с изотопным возрастом 1,8—2,6 млрд. лет. Они широко распространены в восточной части Украинско-Воронежского кратона, образуя протяженные, часто прерывистые железорудные пояса: Криворожско-Кременчугский, Белгородско-Брянский, Оскольско-Орловский и др.

В составе этого генетического типа выделяются две формации: гданцевская — железисто-кремнисто-карбонатная и саксаганская — железисто-кремнисто-силикатная.

Гданцевская формация выделена в последние годы благодаря работам Т.А. Скаржинской и Г.Ф. Гузенко [4], которые установили стратиграфическое несогласие между породами саксаганской формации и железисто-кремнистыми карбонатными породами, венчающими геологический разрез в северной части Кременчугского района.

Саксаганская (курская) формация представлена пластами железистых кварцитов или джеспилитов, которые ритмично чередуются с пластами сланцев, сложенных хлоритом, биотитом, кварцем, амфиболом и в меньшей степени различными карбонатами. В Криворожском и Курском бассейнах саксаганская формация образует соответственно саксаганскую и курскую свиты. Они залегают на конгломерато-песчано-филиитовой свите, которая, в свою очередь, подстилается метавулканитами, содержащими пласты кластогенных пород [2, 3].

Каждый железистый горизонт саксаганской свиты формации представляет собой микроцикл седиментации, фиксирующийся закономерной сменой алюмосиликатных сланцев, железисто-силикатных сланцев, железистых кварцитов или джеспилитов, снова железисто-силикатных сланцев, и заканчивается цикл опять алюмосиликатными сланцами. Средняя часть сланцевого горизонта сложена алюмосиликатными сланцами, а средняя часть железистого горизонта — железистыми кварцитами или джеспилитами.

**Генетические типы железорудных формаций докембрия
Восточно-Европейской платформы**

Генетический тип железорудных формаций докембрия	Возраст, млрд. лет	Условия образования	Железорудная формация	Примеры рудных районов, месторождений или участков развития железорудных формаций
Осадочный – миогеосинклинальный терригенно-хемогенный (Криворожско-курский)	PR ₁ , 1,8–2,4	Седиментация, диагенез и метаморфизм фаций: зеленых сланцев, эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой, реже гранулитовой	Гданцевская (оскольская) – железисто-кремнисто-карбонатная; пласты карбонатных пород и графитовых, углистых сланцев чередуются с железисто-кремнистыми горизонтами Саксаганская (курская) – железисто-кремнисто-силикатная; пласты сланцев (хлоритовых, биотитовых, амфиболитовых) чередуются с горизонтами железисто-кремнистых пород	Кременчугский район, гданцевская свита; Курский бассейн, оскольская свита
Вулканогенно-осадочный – миоэвгеосинклинальный (верховцевский)	AR ₂ , 2,8–3,0	Подводный (субмаринный) основной вулканизм, седиментация, диагенез и метаморфизм зеленосланцевой, амфиболитовой и гранулитовой фаций	Верховцевская (михайловская) – железисто-кремнисто-метабазитовая; пласты амфиболитов, амфибол-биотитовых сланцев чередуются с горизонтами железисто-кремнистых пород	Верховцевский район Украинского щита; михайловская серия КМА; Околовский р-н, Белоруссия
Осадочно-вулканогенный – лептитовый, догеосинклинальный (Алгомский)	AR ₁ , 3,3–3,7	Седиментация, преимущественно кислый вулканизм, диагенез и метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фаций	Оленегорская (керунавская) – железисто-кремнисто-лептито-мигматитовая; пласты железисто-кремнистых пород среди различных гнейсов и мигматитов	Месторождения Оленегорское, Мариупольское, Обоянское (КМА); Стайшельское (Латвия); Керунавара, Ректор, Елливара (Швеция) и др.

На этом основании разработана схема осадочной дифференциации вещества при образовании пород железорудной формации. В начале цикла отлагались механические осадки (песчано-глинистые), механические и химические осадки (алюмосиликатные и железистые), химические осадки – железистые кварциты и джеспилиты.

Установлена аутигенная минеральная зональность, присущая этой формации. Она состоит в закономерном чередовании различных фациальных типов железистых пород – закисных, окисно-закисных, закисно-окисных, окисных. Такая смена фаций по профилю свидетельствует об осадочных условиях образования этой железорудной формации [3].

Вулканогенно-осадочный – миоэвгеосинклинальный тип формаций (верховцевский). Породы этого типа формаций имеют изотопный возраст 2,8–3,0 млрд. лет, залегают среди метаморфических и гранитизированных, осадочных и вулканических пород основного состава. Эти формации прослеживаются прерывистой полосой по Украинскому щиту, Белорусско-Литовскому выступу и восточной части Балтийского щита.

Верховцевский тип формаций отличается следующими особенностями: а) пласты и свиты пластов железистых кварцитов подстилаются и перекрываются метаморфизованными основными вулканидами или осадочно-вулканогенными породами; б) желе-

зистые пласты в большинстве случаев маломощные, имеют сложный состав; мощность и количество железорудных пластов находятся в прямом соотношении с осадочно-метаморфическими породами в разрезе; в) отсутствует или нечетко выражена аутигенная зональность, а смена вмещающих пород железистыми наблюдается в виде относительно резкого перехода (1–3 м).

Осадочно-вулканогенный (лептитовый) догеосинклинальный тип формаций (Алгомский). Железорудные формации этого типа представлены железисто-силикатными полосчатыми породами, чередующимися парагнейсами, порфирами и мигматитами. Чаще всего это единичные пласты или вытянутые линзы ограниченного распространения. Реже встречается многопластовое (2–3) строение. Характерен высокий уровень метаморфизма — гранулитовой и амфиболитовой фаций, реже зеленосланцевой. Возраст пород этой формации, по изотопным данным, определен в 3,3–3,7 млрд. лет. Важным признаком районов развития пород этих формаций является полное отсутствие набора фаций, характерных для геосинклиналей.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МЕТАМОРФОГЕННЫХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Геологическая позиция железорудных месторождений в докембрии рассмотрена нами на наиболее изученном Криворожском бассейне, расположенном в центральной части Украинского щита. Он представляет собой полосу железистых пород шириной от 2 до 7 км, вытянутую с юга на север на 100 км вдоль рек Ингулец, Саксагань и Желтая.

В геологическом строении Криворожского бассейна участвуют два докембрийских комплекса — архейский и нижнепротерозойский. Архейский комплекс представлен плагиоклазовыми гранитами и мигматитами с останцами метабазитов, ультрабазитов и различных по составу гнейсов. Нижнепротерозойский комплекс состоит из пород криворожской серии — метаконгломератов, метапесчаников, различных по составу кристаллических сланцев, железистых кварцитов и джеспилитов. Породы, составляющие криворожскую серию, залегают несогласно на глубоко измененных выветриванием породах архейского основания [2].

Криворожская серия включает все железорудные месторождения бассейна. Она разделяется на пять свит (снизу вверх).

Новокриворожская, залегающая у самого основания нижнего протерозоя, представлена амфиболитами с подчиненным количеством амфиболовых кварц-биотитовых сланцев, метапесчаников и кварцитов. Новокриворожская свита залегают несогласно на архейских плагиогранитах. Мощность до 2,5 км.

Скелеватская свита (подрудная) представлена метаморфизованной кластогенной толщей конгломератов, песчаников и кристаллических сланцев, залегают на породах новокриворожской свиты со стратиграфическим несогласием. Мощность 0,1–0,25 км.

Саксаганская свита (железорудная) сложена железисто-кремнистыми породами, которые в виде горизонтов (или пластов) переслаиваются с пластами сланцев различного состава. Выделено семь железистых и сланцевых горизонтов (пластов). Мощность их меняется по простиранию и падению. В наиболее полном разрезе бассейна встречено все семь железистых и семь сланцевых горизонтов. Максимальная мощность железорудной свиты 1,6 км.

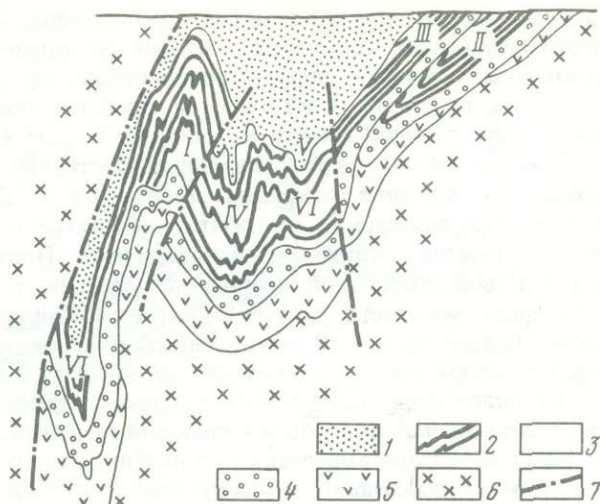
Гданцевская свита (перекрывающая) залегают несогласно на саксаганской (железорудной) свите. Сложена конгломератами, метапесчаниками, хлоритовыми сланцами, хлорит-магнетитовыми рудами. Мощность 0,7–0,8 км.

Глееватская свита (верхняя) завершает разрез криворожской серии, состоит из метаконгломератов, метапесчаников, кварц-карбонатно-биотитовых сланцев, железистых кварцитов с карбонатным и графитовым сланцем. Мощность ее 3–4 км.

Породы криворожской серии образуют протяженную в субмеридиональном направлении моноклинальную полосу, осложненную в ряде мест складчато-разрывными

Рис. 1. Тектоническая схема Криворожского бассейна

1 — гданцевская (верхняя) свита;
2—3 — саксаганская свита: 2 — железорудные горизонты, 3 — сланцевые горизонты; 4 — скелеватская (нижняя) свита; 5 — новокриворожская (амфиболитовая) свита; 6 — архейский фундамент (граниты и мигматиты); 7 — тектонические нарушения; структуры: I — Тарапако-Лихмановская антиклиналь; II, III — Саксаганская синклиналино-антиклинальная; IV—VII — синклинали: IV — Западно-Ингулецкая, V — Восточно-Ингулецкая, VI — Ингулецкая, VII — Новокриворожская



структурами. В центральной части Криворожского бассейна хорошо изучена основная синклиналь, восточным крылом ее является Саксаганская складчато-надвиговая зона, а западным — Тарапако-Лихмановская антиклинальная структура (рис. 1). Крылья основной синклинали имеют встречное падение под углом от 50 до 8° . Все складчатые структуры, составляющие криворожскую синклиналь, погружаются в северном направлении под углами 18 – 20° . Отсутствие западного крыла основной синклинали в северной части бассейна послужило основанием для нового представления о моноклиальной структуре Криворожского бассейна, в которой складки рассматриваются как флексурные изгибы при общем моноклиальном залегании пород криворожской серии.

Крупные складчатые структуры, создающие главный архитектурный каркас бассейна, осложнены более мелкими изгибами пластов, которые, в свою очередь, нарушаются пloyчатостью, измеряемой метрами и миллиметрами (см. рис. 1).

Породы криворожской серии подверглись метаморфизму зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. По минеральным парагенезисам в Саксаганском (Центральном) районе бассейна установлена мусковит-альмандин-андалузит-ставролитовая субфация метаморфизма. В северной и самой южной частях бассейна метаморфизм пород достиг эпидот-амфиболитовой фации. Метаморфизм региональный, прогрессивный. Заметной вертикальной зональности до глубины $2,5$ км не наблюдается.

По термобарическим данным, породы железорудной свиты образовались при температуре 320 – 470°C , давлении от $1,5$ до $2,5$ кбар и составе растворов от водных с незначительной примесью углекислоты до газовой-водно-углекислых, в которых установлено до 90% углекислоты.

Собственно железорудная формация или в данном случае саксаганская свита сложена многочисленными пластами пород, прослеживающимися на разное расстояние. Среди них выделяются две большие группы пород: сланцы и железистые кварциты (роговики и джеспилиты).

С л а н ц ы представлены двумя разновидностями — алюмосиликатными (кварц-серицитовыми) и железисто-силикатными (хлоритовыми, биотитовыми и амфиболитовыми). Эти породы всегда полосчатые, так как в них постоянно присутствуют сравнительно редкие прослои кварцита, состоящего из некластического кварца (роговика), мощностью до 3 – 6 – 10 см, отдельные кластические остроугольные зерна кварца встречаются среди сланцевого материала. Во многих местах бассейна эти сланцы содержат значительное количество графита или графитита.

Исходя из состава пород, а также возможной смены седиментации осадков, кварц-серицитовые (кварц-графитит-серицитовые) сланцы являются метаморфическим продуктом осадочных образований кварц-углисто-глинистого состава. Присутствуют

щие в толще сланцев прослойки безрудного кварца (роговика) свидетельствуют о химическом осаждении кремнезема, которое периодически проявлялось в условиях господствовавшей осадочной дифференциации вещества.

Железистые кварциты представлены двумя основными разновидностями: железисто-силикатными кварцитами и железистыми кварцитами и джеспилитами.

В железисто-силикатных кварцитах постоянно присутствуют рудные прослойки, что обусловило высокое содержание железа (от 20 до 45%). Эти породы образуют самостоятельные железистые горизонты либо встречаются в виде отдельных полос у контактов пластов, сложенных джеспилитами. Последние характеризуются мостовой-роговиковой структурой кварцевых прослоев, тонкой слоистостью и преобладанием суммарной мощности рудных — магнетитовых или гематитовых — слоев над нерудными (кварцевыми). В современных породах хорошо наблюдается ритмичность в осадкообразовании с постепенной сменой одной породы другой — железистые горизонты окаймлены полосами железисто-силикатных пород, которые, в свою очередь, сменяются алюмосиликатно-кварцевыми сланцами.

Каждый стратиграфический горизонт железорудной свиты представляет собой моноцикл седиментации, фиксирующийся закономерной сменой осадков: алюмосиликатные сланцы—железисто-силикатные сланцы—силикатные кварциты—железисто-силикатные кварциты—железистые кварциты и джеспилиты, затем снова железисто-силикатные кварциты—силикатные кварциты—железисто-силикатные сланцы—алюмосиликатные сланцы.

Средняя часть сланцевого горизонта сложена алюмосиликатными сланцами, а средняя часть железистого горизонта — джеспилитами. Иногда цикл заканчивается на железисто-силикатных кварцитах, не достигая чистых джеспилитов (железистые горизонты) или на железисто-силикатных сланцах, не доходя до безжелезистых алюмосиликатных сланцев как крайнего члена цикла. В связи с неполным развитием цикла первичного накопления осадков при образовании железистых и сланцевых горизонтов они представлены различными породами и хорошо отличаются в обнажениях и горных выработках.

Установлена аутигенная минеральная зональность по закономерному чередованию различных фациальных типов железистых пород. В соответствии с этой зональностью железистые фашии расположены, вероятно, в таком порядке (от берега в глубь бассейна): закисная (монорудные железисто-силикатные сланцы с магнетитом и сидеритом); окисно-закисная (сидероплезит-магнетитовые и сидероплезит-хлорит-магнетитовые кварциты); закисно-окисная (магнетитовые кварциты); окисная (магнетит-гематитовые кварциты и джеспилиты).

В состав железорудной формации Криворожского бассейна входит семь чередующихся между собой железистых и сланцевых горизонтов. Однако в различных его районах количество их меняется от 1–2 до 7, что, естественно, вызывает изменение мощности железорудной формации (рис. 2). Мощность отдельных горизонтов варьирует по простиранию, при этом также изменяется и состав пород.

Мощность всей железорудной свиты, фиксированной выше породами перекрывающей свиты, меняется по простиранию Криворожского бассейна. На самом юге на руднике Ингулец железорудная свита представлена только двумя горизонтами общей мощностью около 150 м, в районе г. Кривого Рога ее составляют пять горизонтов суммарной мощностью около 800 м. Еще севернее мощность железорудной свиты, как и количество горизонтов, возрастает и на руднике им. Октябрьской Революции они представлены семью сланцевыми и семью железистыми горизонтами с максимальной мощностью железорудной свиты около 1600 м. Еще севернее наблюдается выделение трех самых нижних горизонтов железорудной свиты. На руднике им. 1 Мая прослеживаются только верхние горизонты, а нижние развиты очень слабо. На руднике Желтая Река известны только три железистых горизонта, которые трудно сопоставляются с горизонтами Центрального (Саксаганского) района Криворожского бассейна (см. рис. 2).

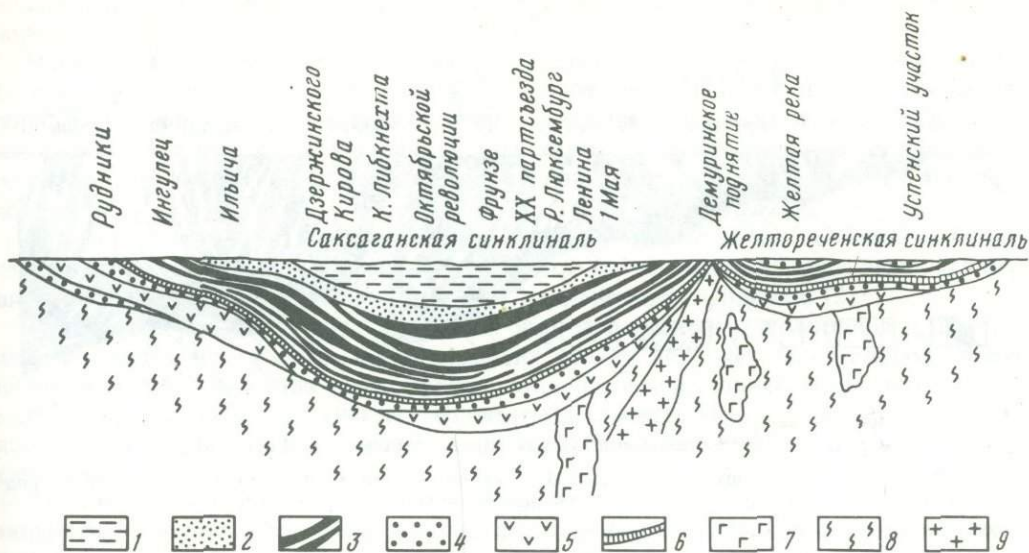


Рис. 2. Продольный разрез пород Криворожского бассейна

1-5 — породы различных свит: 1 — глееватской, 2 — гданцевской, 3 — саксаганской — железистые (черное) и сланцевые (белое) горизонты, 4 — скелеватской, 5 — новокриворожской; 6 — тальково-песчано-конгломератовый горизонт; 7 — интрузии основных пород в архейском фундаменте; 8 — архейский фундамент — мигматиты, гнейсы, амфиболиты; 9 — интрузия демуриных гранитов

В Криворожском бассейне выделяется два типа минеральных месторождений: богатые железные руды с содержанием железа от 46 до 70%, использующиеся в металлургическом пределе без предварительного обогащения, и бедные железные руды или железистые породы с содержанием железа от 15-20 до 30-35%, нуждающиеся в предварительном обогащении.

Месторождения богатых руд в большинстве случаев размещаются среди джеспилитов и железистых роговиков средней свиты, представлены рудными пластами, мощными шарнирными залежами, рудными столбами и гнездами. Рудные залежи приурочены к складчатым или складчато-разрывным структурам, где они концентрируются группами или узлами, составляющими рудные месторождения.

Все месторождения в Криворожском бассейне образуют три рудных поля — Южное, Саксаганское (Центральное) и Северное. Они отличаются геолого-структурными условиями, минеральным составом и генетическими особенностями руд.

Южное рудное поле расположено от рудника Ингулец до г. Криворога; преимущественно развиты пластовые и линзовидные залежи железослюдково-магнетитовых и хлорит-магнетитовых руд, приуроченных к верхней части железорудной свиты криворожской серии пород.

Саксаганское рудное поле находится в центральной части бассейна. Для него характерно широкое развитие плотных и пористых мартитовых и рыхлых гетит-гематит-мартитовых и гетит-гематитовых руд, образующих весьма сложные по форме залежи, среди которых чаще всего встречаются рудные столбы, штокообразные и пластовые залежи, морфологически связанные с мощной шарнирной залежью, приуроченной к ядру Саксаганской синклинали.

Северное рудное поле состоит из амфибол-магнетитовых и гематит-магнетитовых руд, приуроченных к сложноскладчатой и разрывно-блоковой структурам.

В докембрии Восточно-Европейской платформы выделяются четыре типа руд, которые проявлены и в Криворожском бассейне.

1. Плотные магнетитовые и силикатно-магнетитовые руды расположены в участках

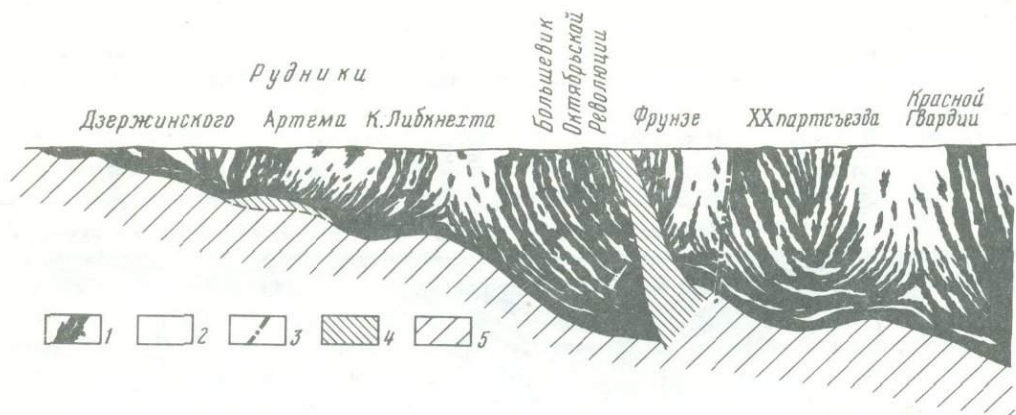


Рис. 3. Продольная проекция рудных залежей Саксаганской синклинали

1 — рудные залежи; 2 — безрудные породы; 3 — диабазовые дайки; 4 — плоскость сдвига; 5 — подстилающие породы

складчато-разрывных структур среди пород, значительно измененных магнизиально-железистым и железистым метасоматозом.

2. Мартитовые и мартит-гематитовые руды, образующие рудные столбы и пластообразные залежи, развиты в сложноскладчатых участках железистых пород. Магнетитовые руды сменяют мартитовые пористые и плотные руды на небольших или значительных глубинах в пределах одной залежи или месторождения (рис. 3).

3. Рыхлые или мягкие гидратные руды состоят из гетит-гематит-мартитовых, гетит-гематитовых разновидностей, преимущественно распространены в пределах развития площадной коры выветривания или в узких глубинных зонах окисления.

4. Бедные руды, нуждающиеся в обогащении, представлены двумя разновидностями: а) магнетитовые джеспилиты и роговики; б) окисленные мартитовые и гетит-гематитовые роговики и сланцы.

Руды второго типа, развитые в Саксаганском рудном поле, составляют основную массу всех железорудных месторождений докембрия. Руды третьего типа распространены ограниченно и имеют местное значение. Бедные руды широко развиты в Криворожском бассейне, и пока используются только их магнетитовые разновидности.

В Саксаганском районе рудные залежи пространственно и морфологически тесно связаны с поперечными складчато-трещинными деформациями и не встречаются среди нескладчатых пород. Между рудниками, где нет складчатых изгибов пород, рудные залежи не обнаружены. В этих местах залегают магнетитовые железистые породы или бедные рудные пласты.

Рудные залежи вскрыты горными выработками до глубины от 800 до 1400 м и разведочными скважинами на глубинах до 1500–3000 м. Это впервые позволило получить представление о глубине и характере развития процессов окисления. Линейные зоны окисления прослежены буровыми скважинами до глубины 1300–1600 м, в отдельных местах до 2900 м. При этом нижняя граница окисления пород не установлена. Глубинное окисление в Саксаганском районе приурочено к рудным узлам поперечной складчатости пород.

Укажем на некоторые главные особенности руд Криворожского бассейна. Минеральный состав руд аналогичен составу вмещающих пород; руды содержат те же химические элементы, что и вмещающие породы; рудные залежи размещаются в складчато-трещинных структурах; контакты руды и вмещающих пород обычно нерезкие и обусловлены выклиниванием кварцевых прослоев; нет околорудных изменений; наблюдается строгая связь рудообразующего процесса в пространстве и во времени со складкообразованием; нет зональности минеральных парагенезисов; не заметно

никакой пространственной и временной зависимости месторождений от интрузивных пород.

Магнетитовые руды, добываемые в бассейне, расположены между месторождениями богатых руд или находятся к северу и к югу от последних. Это пласты железистых пород различной мощности и протяженности. Качество их зависит от первичного содержания железа, а крутизна кристаллов магнетита — от условий метаморфизма. Месторождения этого типа — с запасами в многие сотни миллионов или несколько миллиардов тонн.

Генезис железных руд криворожского типа рассматривается как естественно исторический процесс накопления железа, состоящий из последовательно развивавшихся первично-седиментационных, метаморфических и гипергенных процессов [2].

К наиболее раннему этапу накопления железа относится седиментация и диагенез железисто-кремнистых осадков, заложивших основу всех железистых пород. Источником исходного вещества железорудной свиты были кристаллические породы архея — metabазиты, ультрабазиты, гнейсы, магматиты и граниты. Накопление осадков происходило в условиях геосинклинального режима Криворожско-Кременчугской субгеосинклинали.

Второй этап концентрации железа в породах относится к динамотермальному метаморфизму, проявившемуся в результате формирования складчатой структуры Криворожского бассейна. С этим этапом связано образование подавляющего большинства богатых и бедных руд Криворожского бассейна.

Складкообразование, пластическое течение и расслоение железисто-кремнистых осадков сопровождалось прогреванием и циркуляцией метаморфических растворов, что вызвало миграцию железа, кремнезема, магния, натрия, кальция и алюминия, перекристаллизацию пород и возникновение различных парагенезисов новообразованных минералов.

В этот же период железисто-кремнистые осадки превращались в кристаллические железистые роговики (джеспилиты) и сланцы. В местах развития складчатости (преимущественно поперечной) и тонкой трещиноватости, где интенсивно циркулировали метаморфические растворы, происходило перемещение главных компонентов пород железа и кремнезема. При тектоническом сжатии кварц становился неустойчивым, растворялся и удалялся из зон сжатия; в этих участках формировались остаточнометаморфические богатые руды, широко развитые в бассейне и характерные для условий зеленосланцевой фации метаморфизма.

Ко второму этапу относится рудообразующий магнезиально-железистый метасоматоз, свойственный амфиболитовой и гранулитовой фациям метаморфизма. С этим этапом связано формирование метасоматических гематит-магнетитовых руд.

В третий этап происходило окисление железистых пород и богатых железных руд в глубинных зонах, которое сопровождалось значительным выносом кремнезема, в результате чего плотные магнетитовые руды превратились в рыхлые. Образовались химически наиболее чистые мартитовые руды в джеспилитах, гетит-гематит-мартитовые руды в силикатно-железистых роговиках, гетит-гематитовые руды в железисто-силикатных сланцах и т.д.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Наиболее широко развиты метаморфогенные месторождения железных руд в районах, где метаморфизм пород железисто-кремнистых формаций достиг фации зеленых сланцев. На площадях проявления амфиболитовой фации оруденение железистых пород встречается значительно реже, еще реже наблюдаются богатые руды в местах, где породы достигли метаморфизма гранулитовой фации. Это объясняется тем, что физико-химические условия зеленосланцевой и амфиболитовой фаций наиболее благоприятны для миграции кремнезема и меньше железа, тогда как высокотемпературные условия (гранулитовой фации) вызвали одновременную подвижность железа и кремне-

зема, что привело к образованию железистых силикатов и снижению количества окислов железа.

В связи с увеличением степени метаморфизма железистых пород повсеместно отмечается уменьшение количества или полное отсутствие месторождений богатых железных руд. Такие месторождения не встречаются в железистых кварцитах Урала, Кольского полуострова и Карелии. В пределах Украинского щита месторождения богатых железных руд обнаружены лишь в тех структурно-фациальных зонах, где развит метаморфизм фации зеленых сланцев. Это хорошо прослеживается в пределах всей Криворожско-Кременчугской зоны, где месторождения богатых руд находятся в Саксаганском районе среди железисто-кремнистых пород, метаморфизованных в условиях фации зеленых сланцев. По направлению к северу и к югу (в Северном и Южном районах) количество богатых железных руд резко уменьшается вместе с возрастанием степени метаморфизма (куммингтонитизация, биотитизация и др.).

В пределах Белозерского железорудного района подавляющая масса богатых железных руд также приурочена к железистым кварцитам фации зеленых сланцев, наблюдающимся в центральной части района. В то же время такие руды отсутствуют в интенсивно метаморфизованных амфибол-магнетитовых кварцитах Северного участка.

На основании обширного материала по железорудным бассейнам зарубежных стран можно отметить, что, как правило, богатые руды пространственно связаны с карбонат-магнетитовыми железистыми кварцитами, содержащими низкотемпературные минералы — хлорит и гриналит.

Для образования богатых железных руд важное значение имело также широкое развитие в кварцитах фации зеленых сланцев магнизиально-железистого карбоната, легко разлагающегося в условиях метаморфизма. В амфиболитовой фации метаморфизма этот карбонат вступает в реакцию с кварцем, при этом образуются значительно более устойчивые железистые силикаты (куммингтонит, грюннерит), что хорошо объясняет снижение рудоносности кварцитов в пределах этой зоны метаморфизма.

Таким образом, метаморфизм сыграл огромную роль в размещении богатых железных руд в докембрийских формациях. Для прогноза оценки районов развития железисто-кремнистых формаций докембрия весьма важное значение имеют данные о приуроченности основной массы богатых гипогенных железных руд к железистым кварцитам низких ступеней метаморфизма.

Подавляющее большинство метаморфогенных месторождений богатых железных руд, особенно крупных, очень крупных и уникальных, размещено в нижнепротерозойских породах в тех районах, где проявлены следующие благоприятные факторы: а) большая мощность железорудных формаций (1,5–2,5 км); б) метаморфизм пород зеленосланцевой фации; в) широкое развитие складчатых, преимущественно синклинальных структур; г) вмещающие породы, богатые железом, обычно содержат 25–35% железа; д) породы представлены тонкорасслоенными разностями железисто-кварцевого состава.

Наибольшее количество крупных и уникальных по запасам бедных или рядовых по содержанию железа месторождений размещается в районах, где метаморфизм пород характеризуется эпидот-амфиболитовой фацией; наблюдается значительная мощность и протяженность железистых пород, находящихся среди сланцев или гнейсов; отсутствуют глубинные зоны окисления железистых пород. Наиболее продуктивными на месторождения железных руд являются криворожско-курские осадочно-хемогенные формации. Среди пород этих формаций находятся самые крупные в мире железорудные бассейны, такие, как Лабрадорский и Мессаби на Канадском щите, Минас-Жерайс на Бразильском щите, Сингхбум на Индийском, Хамерсли на Западно-Австралийском и др.

О ГЛУБИНЕ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФОГЕННЫХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

О глубине образования метаморфогенных железорудных месторождений можно судить по следующим данным.

1. Фактический материал, полученный при бурении скважин и горных выработок. В Криворожском бассейне горными выработками железорудные месторождения вскрыты во многих местах до глубин 1200–1400 м, а буровыми скважинами – до 2,7–2,9 км. Вдоль простирания Саксаганского (Центрального) района бассейна до этих глубин пробурено более 30 скважин. Они полностью вскрыли породы, слагающие железорудную формацию и железные руды до глубин 2,5–2,9 км. При этом было установлено следующее: а) железистые породы такие же, как и у поверхности, непрерывно протягиваются на глубину, сохраняют ту же стратиграфическую последовательность; б) отстроенные по многочисленным материалам разведки месторождений у поверхности складчатые и разрывные структуры прослеживаются и на глубину; в) приповерхностная зона окисления сопровождается дисперсно-гематитовыми рудами, постепенно сокращается и на глубине 1–2 км она практически выклинивается; г) марититовые руды, образованные по магнетитовым (метаморфогенным) рудам, прослеживаются до максимальных глубин бурения. В марититовых рудах на этих глубинах (2,0–2,8 км) все чаще встречаются участки, сложенные полумарититовыми (магнетит-марититовыми) рудами, которые сменяются магнетитовыми богатыми рудами.

На Переверзевском участке Белозерского рудного района на глубине от 830 до 920 м встречена нижняя граница окисления богатых руд. Здесь наблюдается постепенная смена марититовых руд магнетитовыми. Три верхние скважины вскрыли марититовые руды, при этом нижняя встретила марититовые руды со значительным количеством магнетита (полумарититовые), а самые глубокие скважины вскрыли примерно той же мощности магнетитовые руды на глубине от 900 до 1200 м.

2. Построения разрезов, продольных проекций и структурных карт с учетом всех фактических материалов показали распространение на глубину до 5–6 км рудоносных структур и железорудных месторождений (см. рис. 3).

Все эти данные являются достаточным основанием, чтобы судить о распространении на большие глубины богатых магнетитовых руд метаморфогенного генезиса. Какими же могут быть эти глубины? Вероятнее всего, железорудные месторождения будут распространяться до глубины залегания железистых пород (железистых кварцитов и джеспилитов, вмещающих эти руды). Как показали многочисленные скважины и горные выработки Криворожского бассейна, богатые и бедные руды (железистые кварциты) в северной части Саксаганского района будут прослеживаться на глубину 4–5 км и более, следуя вглубь по склонению шарнира Саксаганской синклинали (см. рис. 3).

Если перенести установленные для Криворожского бассейна закономерности на район КМА, тогда разведанные на Яковлевском и Гостищевском месторождениях марититовые руды на глубине должны сменяться метаморфогенными магнетитовыми рудами. Последние будут распространяться до глубины погружения благоприятных рудовмещающих структур и железисто-кремнистых пород.

Бедные – рядовые – железные руды докембрия (железистые кварциты и джеспилиты) имеют еще большее распространение на глубину, и она зависит от структурных условий залегания железистых пород. Судя по геофизическим данным, возможное распространение на глубину рядовых железных руд типа КМА и Кривого Рога измеряется многими километрами.

В Криворожском бассейне эта глубина определяется в 5–6 и, вероятно, до 8–10 км. Сверхглубокая Криворожская скважина должна проследить распространение железистых пород и руд криворожского типа на глубину (рис. 4). Менее перспективно распространение на глубину мезозойско-каменноугольных железных руд (типа Алгомского или верховцевского), так как месторождения этих формаций представляются менее

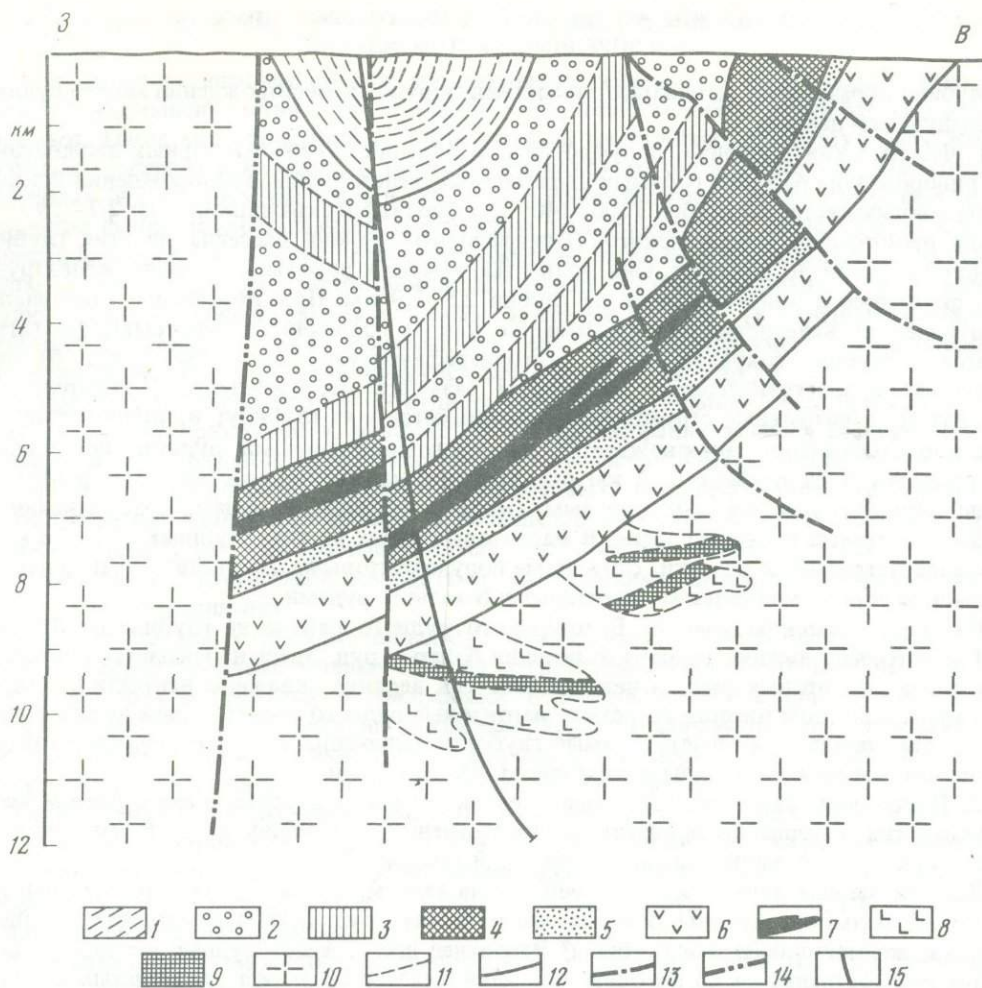


Рис. 4. Разрез Криворожской сверхглубокой скважины

1-6 – породы различных свит Криворожской серии; 1 – глееватская (PRgl), 2 – гданцевская, кlastогенные породы (PRgd), 3 – то же, кристаллические сланцы, 4 – саксаганская, железорудная свита (PRsx), 5 – скелеватская, кlastогенные породы (PRsk), 6 – новокриворожская, вулканогенно-осадочные; 7 – железорудные залежи; 8-10 – породы архейского основания; 8, 9 – конгско-верховская серия, ARkv (8 – основные и ультраосновные породы, 9 – железисто-кремнистые породы), 10 – днепровская серия, ARdn; – мигматиты, гранитоиды; 11 – контакты пород; 12 – граница свит криворожской серии; 13 – тектонические нарушения; 14 – региональные разломы; 15 – проект Криворожской сверхглубокой скважины

протяженными по простиранию и на глубину. Размеры рудных бассейнов, рудных районов и отдельных месторождений определяются прежде всего размерами и интенсивностью первичного железнакопления и последующего регионального метаморфизма. Максимальное железнакопление было в нижнем протерозое, и оно привело к образованию железорудных бассейнов – КМА и Кривого Рога Восточно-Европейской платформы.

1. *Белевцев Я.Н.* Геолого-генетическая характеристика железных руд полосчатых железорудных формаций докембрия Украины. — В кн.: Железорудные месторождения докембрия Украины и их прогнозная оценка. Киев: Наук. думка, 1981, с. 7–54.
2. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 280 с.
3. *Плаксенко Н.А.* Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1966. 253 с.
4. *Скаржинская Т.А., Гузенко Г.Ф.* Вопросы стратиграфии гданцевской свиты Кременчугского железорудного района. — Геол. журн., 1985, 45, № 2, с. 9–16.

УДК 553.31 (477.63)

В.М. Кравченко, М.И. Черновский, В.И. Шелегеда

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ЭРОЗИОННЫЙ СРЕЗ КРИВОРОЖСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО БАСЕЙНА

Кривбасс — один из старейших горнорудных районов, который эксплуатируется более 100 лет и сейчас обеспечивает до 50% добычи железных руд в СССР. Так же как Кременчугский и Белозерский районы Украинского щита, Михайловско-Белгородская и Щигровско-Оскольская зоны КМА, районы Куюна и Айрон Ривер Канадского щита, он представляет характерный тип докембрийских поясовых структур, глубина которых превышает 5 км.

По сравнению с аналогами Криворожский бассейн выделяется не только значением, но и лучшей изученностью, сочетанием максимального числа разных по генезису формаций бедных и богатых руд, а также наибольшим вертикальным диапазоном вскрытия горными выработками шахт (1200 м) и разведочными скважинами (2600 м). Все это позволяет рассматривать его в качестве эталона для изучения вертикальной зональности среди подобных структур.

Ранее в частных работах освещалась зональность вещественного состава отдельных формационных типов богатых руд [4,6–13]. Основные результаты изучения вертикальной зональности формации саксаганского типа обобщены в работе [15]. За последние 10 лет возросла глубина и густота сети вскрытия рудных тел, что позволяет существенно уточнить и даже изменить представления о структуре бассейна и распространении руд на глубину. Одновременно появилась возможность впервые рассмотреть совместно вертикальную структурную и вещественную зональность всех развитых здесь типов оруденения. При этом процессы рудообразования и детали геологического строения бассейна, определившие зональность, не обсуждаются, поскольку они рассмотрены в многочисленных публикациях [1, 2, 5, 9, 10, 14, 15, 17 и др.].

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ И ЗОНАЛЬНОСТЬ РАЗМЕЩЕНИЯ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

В соответствии с принятыми в металлогении понятиями в последующем тексте применяются два принципиально разных по существу термина: "железонасные" (рудонасные геологические) и "железорудные" (собственно рудные) формации [3]. В стратиграфическом разрезе бассейна выделяются две железоносные формации нижнепротерозойского возраста: криворожская теригенно-сланцевая мощностью 2,2 км и несогласно залегающая на ней оскольская хемогенно-кластогенная (аналог итабиритовой) мощностью 4–5 км (рис. 1). Они составляют основную часть субмеридионального Криворожско-Кременчугского пояса и расположены в зоне одноименного

глубинного разлома, который разделяет гранито-гнейсовые купола и валы Приднепровского и Кировоградского блоков Украинского щита.

В тектоническом отношении Кривбасс представляет клиновидную в поперечном сечении и чешуйчато-моноклиналную внутри структуру, которая падает на запад и осложнена продольными и поперечными складками нескольких порядков (см. рис. 1, А-Ж). Протяженность структуры около 100 км, ширина у поверхности от 2-3 до 6-7 км, глубина погружения по геофизическим данным 8,5 км [5, 15]. Сопоставление тектоники основных регионов развития криворожской формации [19] позволяет считать Криворожский пояс эрозионным линейным останцом максимально деформированной овальной интракратонной впадины, первоначальные контуры и размеры которой были подобны железорудному бассейну Хаммерсли Австралийского щита.

В Криворожском бассейне выделяются семь железорудных формаций (табл. 1, см. рис. 1, А-Ж, рис. 2, А). Основной фон создают две сингенетические рудные формации железистых кварцитов. Ведущая роль принадлежит бедным рудам семи железистых горизонтов саксаганской свиты криворожской железоносной формации. Второстепенную роль играют железистые кварциты и небольшие сингенетические залежи богатых сидерит-магнетитовых руд гданцевской свиты оскольской (итабиритовой) железоносной формации, впервые выделенной в этом качестве В.В. Решетняком. Обе железорудные формации залегают в форме пластов и имеют осадочно-метаморфическое происхождение.

Остальные пять железорудных формаций представлены несогласными телами эпигенетических богатых руд, которые размещаются внутри или на головах пластов железистых кварцитов, образуя концентрационные иногда морфологические рудные столбы, возникшие за счет остаточного обогащения железистых кварцитов метаморфическими или гипергенными процессами либо их комбинацией [2, 4, 6, 8-10].

Эпигенетические формации богатых руд образуют два яруса оруденения — близповерхностный и глубинный (см. рис. 2, А). Промышленное значение имеет доверхнерифейский глубинный ярус саксаганской, первомайской и ингулецкой формаций, которые совместно с материнскими железистыми кварцитами прослежены до глубины более 2600 м. Отработанные карманообразные залежи гипергенных остаточных руд близповерхностного яруса совмещены с частями месторождений глубинного яруса, выходящими на поверхность. Гипергенные залежи двух разных по составу формаций выклинились в среднем на глубине около 500 м.

Охарактеризованные взаимоотношения железорудных формаций обусловили сложную вертикальную зональность бассейна, которую следует рассмотреть по типам оруденения.

Рис. 1. Зональность структуры, метаморфизма и рудоносных свит Кривбасса

А — схематическая геологическая карта; Б, Г, Ж — геологические разрезы; В, Д, Е, З — стратиграфические разрезы саксаганской свиты; 1 — гранито-гнейсы; 2-4 — криворожская железоносная формация и ее свиты: 2 — новокриворожская (амфиболиты), 3 — скелеватская (кварциты, конгломераты, сланцы), 4 — саксаганская (железистые кварциты, кварцито-сланцы); 5, 6 — оскольская железоносная формация: 5 — породы гданцевской и глееватской свит (доломитовые мраморы, сланцы, кварциты, песчаники, конгломераты), 6 — пласты железистых кварцитов; 7-9 — структурные элементы: 7 — оси основных синклиналей (а) и антиклиналей (б), 8 — направление падения пластов и разрывов, 9 — основные разрывные нарушения — разломы: 1 — Западный, 2 — Тарапаковский, 3 — Юго-Восточный, 4 — Саксаганский, 5 — Девладовский, 6 — Восточный; 10-14 — железорудные формации и месторождения: 10 — сингенетические, железистых кварцитов (I — Ингулецкое, II — Скелеватское Магнетитовое, III — Ингулецкой антиклинали, IV — Новокриворожское, V — Большая Глееватка, VI — Участка 3, VII — Первомайское, VIII — Анновское), 11-14 — эпигенетические, богатых руд, в том числе: 11 — белгородский, 12 — саксаганский (IX — рудник им. М.В. Фрунзе), 13 — ингулецкий, 14 — первомайский типы; 15 — границы зон метаморфизма по Р.Я. Белевцеву [1] (Ам — алмандиновая, Ст — ставролитовая, См — силлиманит-мусковитовая); 16 — железистые кварциты (цифры у колонок — железистые горизонты); 17 — сланцы; 18 — кварцито-сланцы

им. С. М. Кирова

им. Д. Парт-
сведа

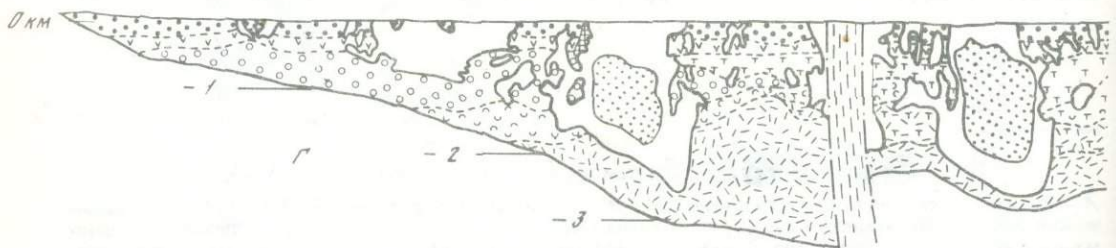
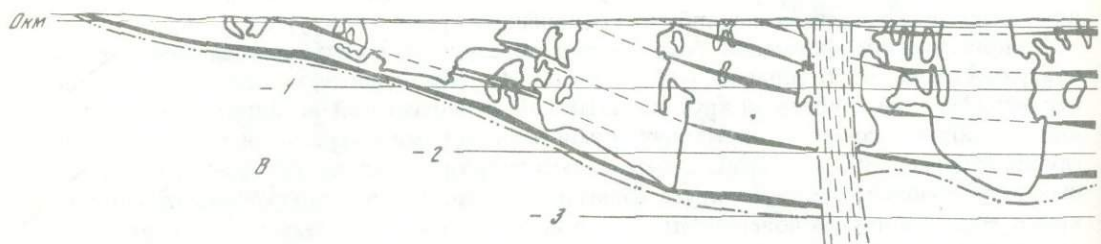
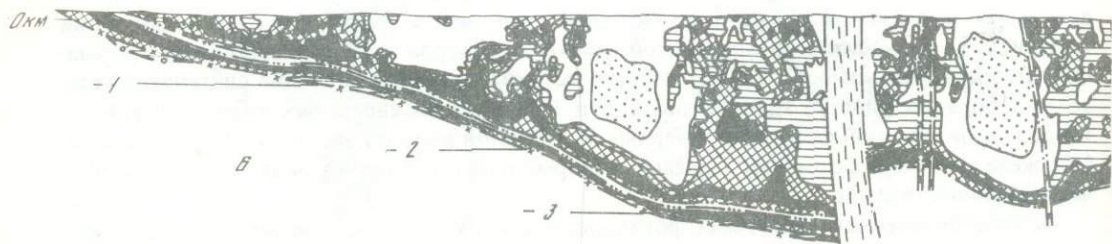
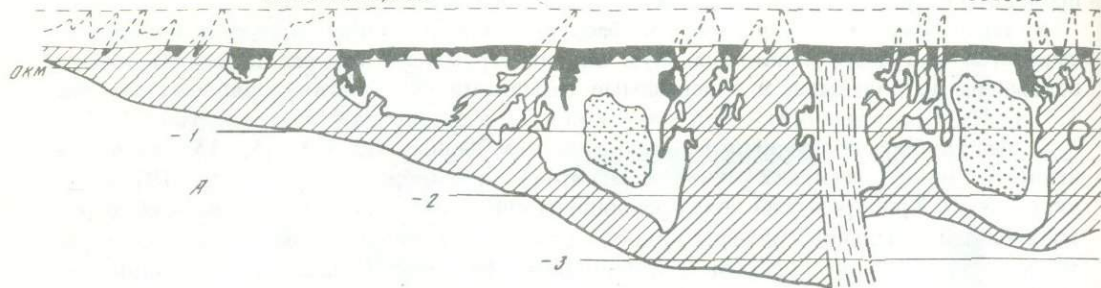
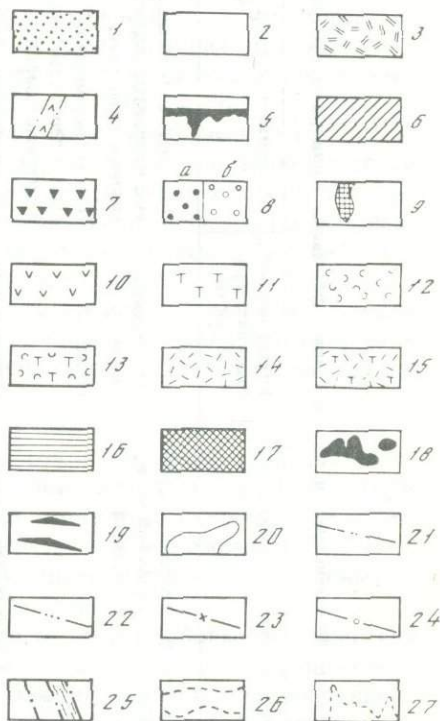
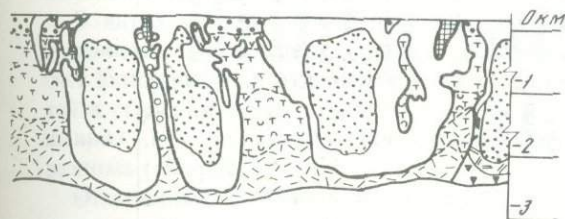
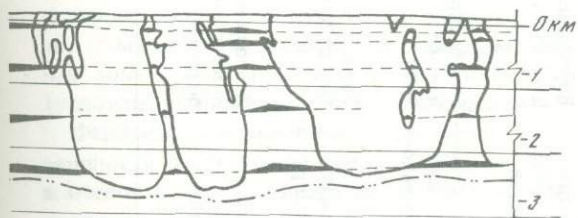
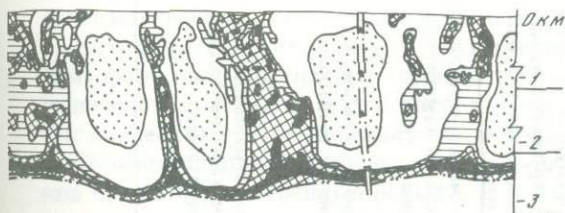
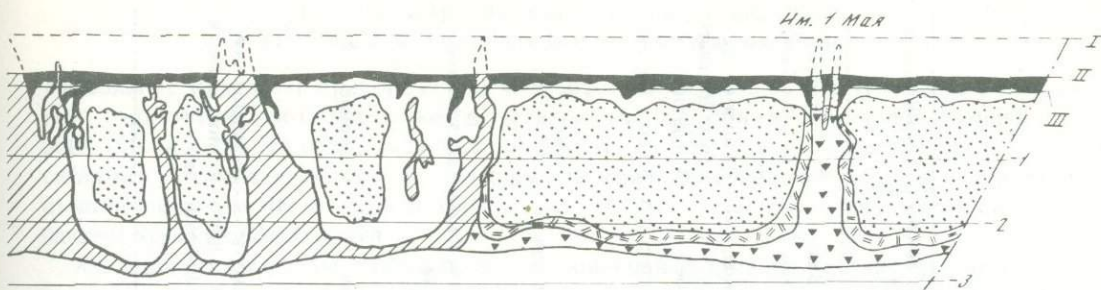


Рис. 2. Вертикальная зональность Кривбасса (продольные проекции Саксаганской моноклинали)

А – размещение железорудных формаций; *Б* – структурно-морфологическая зональность (в изолиниях мощности залежей железистых горизонтов $K_2^{4Ж} - K_2^{5Ж}$); *В* – зоны максимумов рудных площадей в горизонте $K_2^{5Ж}$; *Г* – эпигенетическая гипергенная зональность; *1-III* эрозионные срезы: *1* – нижнерифейский, *II* – верхнерифейский, *III* – современный; *1-3* – железистые кварциты: *1* – неокисленные, *2* – окисленные, *3* – эгиринизированные; *4* – диабазовые дайки; *5-7* – формации богатых руд: *5* – коры выветривания (белгородский тип), *6* – саксаганский тип, *7* – первомайский тип; *8-15* – дисперсногематит-маритовые богатые руды: *8* – пористые полурыхлые (*a* – для бел-



городского, б — для саксаганского типов), 9 — сцементированные гетитом, 10 — окварцованные, кварц халцедоновидный, 11 — окварцованные, кварц пойкилитовый, 12 — с каолинитом, 13 — с каолинитом и пойкилитовым кварцем, 14 — с шамозитом серпентином и тальком, 15 — то же, с пойкилитовым кварцем; 16—18 — мощность залежей (в м): 16 — 0—20, 17 — 20—40, 18 — более 40; 19 — оси зон максимумов рудных площадей; 20—24 — контакты: 20 — пород и руд, 21 — пласта $K_2^5 Ж$, 22 — пласта $K_2^6 C$, 23 — пласта $K_2^4 Ж$, 24 — пласта $K_2^4 C$, 25 — разрывные нарушения и проекция их на поверхности; 26 — границы между минеральными зонами; 27 — контуры размытой части столбовобразных тел (реконструкция)

Таблица 1. Железоносные и железорудные формации Криворожского бассейна

Железоносная формация	Свиты и породы	Железорудные формации, их генезис		Форма залежей, глубина погружения (в м)	Главные типы руд	Типичные месторождения	Рудные поля
Оскольская хемогенно-клас-тогенная	Гданцевская – мраморы, сланцы, метапесчаники	Сингенетические – бедных и богатых руд	1. Железистых кварцитов; осадочный метаморфизованный	Пластовая, на всю глубину свиты	Полосчатые магнетитовые кварциты, сидерит-магнетитовые руды	Дальние Западные полосы	Гданцевское (Дальнее Западное)
			2. То же	То же	Полосчатые магнетитовые, сидероплезит-магнетитовые кварциты	Ингулецкое, Скелеватское, Первомайское	Во всех полях, кроме Дальнего Западного
Криворожская терригенно-сланцевая	Саксаганская – кварцито-сланцы, сланцы	Эпигенетические – богатых остаточных руд	3. Бурых железняков; гипергенный	Плаще- и карманообразная, до 200	Бесструктурные бурые железняки	Самостоятельных нет	Во всех полях
			4. Дисперсногематит-мартитовая, белгородского типа; гипергенный	Воронкообразная, до 500	Полосчатые маршалит- и дисперсногематит-мартитовые, пористые, полурыхлые	Залежь Скелеватская	То же
			5. Дисперсногематит-мартитовая, саксаганского типа; метаморфогенно-гипергенный	Столбообразная; более 2600	Полосчатые мартитовые и дисперсногематит-мартитовые, пористые	Рудник им. Карла Либкнехта	Саксаганское
			6. Эгирин-рибекит-магнетитовая, первомайского типа; метаморфический	То же, более 1700	Полосчатые рибекит- и эгирин-магнетитовые	Им. 1 Мая	Северное
		7. Кварц-магнетитовая, ингулецкого типа; метаморфический	Линзовидная, пластообразная, более 1600	Полосчатые кварц- и доломит-магнетитовые, магнетитовые	Залежь шахты Северная рудника им. М.В. Фрунзе	Лихмановское, Южное, Гданцевское	

ЗОНАЛЬНОСТЬ СИНГЕНЕТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ И СТРУКТУРЫ БАССЕЙНА

Железистые кварциты криворожской железоносной формации образуют семь железистых горизонтов протяженностью в десятки километров и суммарной мощностью 300–750 м (60% разреза саксаганской свиты). Рудные пласты залегают среди относительно устойчивых по составу и мощности кварцито-сланцев и сланцев и обладают отчетливой седиментационной зональностью. Только к ним приурочены месторождения эпигенетических богатых руд.

Железистые кварциты оскольской железоносной формации слагают неустойчивые пласты и линзовидные тела, суммарная мощность которых не превышает первые десятки метров. Они не имеют четкой зональности и залегают среди фациально изменчивой толщи пород гданцевской свиты — доломитовых мраморов, сланцев, метапесчаников и метаконгломератов. Железистым кварцитам сопутствуют линзовидные тела только сингенетических богатых сидерит-магнетитовых руд.

Благодаря подавляющему развитию железистые кварциты криворожской железоносной формации определяют рудную зональность бассейна, которая неоднородна в отдельных его частях вследствие различно проявившихся процессов седиментации, тектонических преобразований и метаморфизма пород саксаганской свиты.

Седиментационная или аутигенно-минералогическая зональность нескольких порядков играет первостепенную роль [7, 11]. В стратиграфическом разрезе свиты и частично в железистых горизонтах она проявляется в ритмическом чередовании пластов железистых кварцитов и кварцито-сланцев. Внутри рудных и сланцевых пластов такая зональность выражается в циклической смене типоморфных минеральных ассоциаций — индикаторов фациальных условий рудоотложения (снизу вверх): слюды → хлориты и сидероплезит → хлориты, сидероплезит и магнетит → сидероплезит и магнетит → магнетит → магнетит и гематит и в обратном порядке. По площади бассейна седиментационная зональность проявляется в закономерной смене мощностей и строения циклов (усложнение или выклинивание их частей).

Фациальная изменчивость саксаганской свиты хорошо выражена в возрастании ее мощности в широтном направлении: от 300 м в Лихмановском рудном поле, до 550 — в осевой зоне бассейна и более 1100 м в его восточной части (см. рис. 1, Б–3). По простиранью свиты с юга на север число железистых горизонтов увеличивается с пяти до семи и сокращается мощность четвертого железистого горизонта с 200 м на Скелеватском месторождении до 100 м на Ингулецком и происходит полное его выклинивание на месторождении им. М.В. Фрунзе.

В ядрах синклиналичных структур разрезы свиты отличаются большей полнотой и мощностью. В крыльях складок мощность уменьшается, а строение упрощается за счет выклинивания отдельных элементов циклов. Наиболее резкие изменения мощностей и строения свиты и рудных пластов отмечаются в зонах крупных разрывных нарушений. Это иллюстрируется стратиграфическими разрезами вдоль Саксаганского разлома (см. рис. 1, Д, Е).

Отмеченные особенности свидетельствуют о том, что основные структурные элементы, включая разломы, начали формироваться во время осадконакопления пород криворожской серии. Дальнейшее их развитие — до образования крутопадающей структуры бассейна — привело к частичному переходу латеральной зональности в вертикальную. Иногда влияние такого перехода весьма существенно, что видно на примере месторождения им. XX Партсъезда, где по глубоким скважинам установлены значительные изменения в количестве и мощности прослоев кварцито-сланцев в шестом железистом горизонте.

Структурная зональность бассейна обусловлена системой генеральных продольных разрывов, образующих зону Криворожского глубинного разлома и в меньшей степени — складчатыми нарушениями (см. рис. 1). Основным структурным швом

этого разлома является Западный; по отношению к нему Тарапаковский, Юго-Восточный, Саксаганский и Восточный разломы рассматриваются как опережающие.

Установлено слияние и разветвление указанных разломов в плане, которые ограничивают крупные пластинообразные блоки, ориентированные по простиранию бассейна. Падение опережающих разломов более пологое, чем Западного, поэтому с глубиной они проявляют отчетливую тенденцию к веерообразному слиянию в более узкую, чем на поверхности, зону, что характерно для подобного типа структур. Именно эти разломы определяют границы Лихмановского, Южного, Саксаганского и Северного рудных полей, выделяемых на площади развития главной саксаганской рудоносной свиты (см. рис. 1, А).

Лихмановское рудное поле представлено узкой моноклиальной полосой пород криворожской серии между Западным разломом и поверхностью ее стратиграфического несогласия с гранито-гнейсами Саксаганского купола [5]. В саксаганской свите мощностью 300 м выделяются пять железистых горизонтов [14], составляющих 75–80% мощности свиты.

На всем простирании их пласты залегают моноклиально с крутым падением на запад, реже – опрокинутым на восток. На южном замыкании поля расположено единственное Ингулецкое месторождение синклиальной структуры, шарнир которой под углами 30–35° погружается на север и склоняется к Западному разлому, в результате на глубине синклиналь переходит в общую моноклиаль.

Южное рудное поле охватывает сложную складчатую структуру, которая под углами 5–20° погружается на север под гданцевскую свиту и прослежена на глубину более 800 м (см. рис. 1, А,Б). Эту структуру можно представить как флексурный изгиб саксаганской свиты, сильно усложненный складками высших порядков [5]. Южное крыло изгиба переходит в Лихмановскую моноклиаль, а северное – в надвинутый блок Саксаганской моноклинали. Складки осевой зоны флексуры ограничены на севере Западным и Тарапаковским разломами.

Саксаганская свита мощностью 550 м представлена в этом рудном поле почти полным разрезом с четким циклическим строением шести сланцевых и железистых горизонтов [7]. Продуктивными являются первый, второй и главный – четвертый железистые горизонты. Структурные типы месторождений железистых кварцитов наиболее разнообразны. Среди них выделяются синклиальные (Скелеватское Магнетитовое, Новокриворожское), антиклинальные (Валявкинское, Ингулецкой антиклинали) и моноклиальные (Восточно-Скелеватское).

Саксаганское рудное поле приурочено к восточному борту Криворожского пояса (см. рис. 1, А,Г,Ж). В отличие от прежних представлений [1, 5] данные глубокого бурения позволяют рассматривать его структуру как моноклиаль, разделенную в южной половине Саксаганским разломом на надвинутый западный и подвинутый восточный пластинообразные блоки [17]. Падение разлома на запад более крутое, чем падение пластов саксаганской свиты, поэтому их распространение на глубину в восточном блоке ограничено поверхностью разлома. При этом глубина распространения пятого железистого горизонта, вмещающего основную часть залежей богатых эпигенетических руд саксаганского типа, увеличивается с юга на север и достигает по разным оценкам 4–6 км [1].

Разрез саксаганской свиты, имеющей здесь мощность более 1100 м, является наиболее полным (см. рис. 1, Д,Е,З) и стратотипическим [1, 5]. Его изменение по простиранию и на глубину соответствует приведенным выше данным по бассейну в целом.

Характерной особенностью рудного поля является развитие глубинных зон окисления железистых кварцитов в подвинутой части моноклинали [2, 4]. В связи с этим промышленное значение имеют в основном железистые кварциты локальных участков железистых горизонтов, расположенных между глубинными зонами окисления (см. рис. 2). Глубина распространения таких своеобразных месторождений бедных руд возрастает с юга на север.

Северное (Первомайское) рудное поле представляет собой продолжение Саксаганской моноклинали (см. рис. 1, А). Его структура на глубине более 1200 м не изучена. В плане моноклинали осложнена дугообразным изгибом саксаганской свиты очень сложного мозаично-блокового строения, обусловленного влиянием поперечного Девладовского глубинного разлома.

Рудоносная свита имеет полный разрез из семи сланцевых и железистых горизонтов. Наибольший интерес представляют железистые кварциты объединенного пятого-шестого горизонтов.

Наряду с четырьмя перечисленными рудными полями саксаганской свиты необходимо выделение нового — Гданцевского, или Дальнего Западного, рудного поля, расположенного в пределах оскольской железоносной формации (см. рис. 1, А). Это поле еще слабо изучено, но принципиально отличается от других двухъярусным размещением рудоносных формаций.

Метаморфическая зональность Криворожского бассейна проявляется в смене по простиранию трех зон [1]: силлиманит-мусковитовой, ставролитовой и альмандиновой (см. рис. 1, А). До уровня 2000 м степень метаморфизма пород не меняется, лишь на Анновском месторождении отмечено смещение на глубину в южном направлении границы силлиманитовой зоны.

Технологические свойства железистых кварцитов зависят от степени метаморфизма пород: с повышением метаморфизма они улучшаются [3]. Однако главная ее особенность проявляется в неравномерном составе мощных ореолов околорудного изменения и характере преобразования метаморфических богатых руд месторождений эпигенетических формаций глубинного яруса, которые размещаются в разных зонах метаморфизма.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ БОГАТЫХ РУД

Зональность эпигенетических формаций возникла в пределах уже сформировавшихся месторождений железистых кварцитов. При этом существенную роль сыграла унаследованная аутигенно-минералогическая зональность. Она оказывает основное влияние на вертикальную зональность при перемещении залежей из одного стратиграфического горизонта в другой, что вызывает смену с глубиной неодинаковых по качеству минеральных типов богатых руд, строго соответствующих типам исходных железистых кварцитов.

Основу железорудных формаций глубинного яруса (саксаганский, первомайский, ингулецкий типы) составляют метаморфогенные рудные столбы, образовавшиеся вследствие эндогенной метасоматической усадки пластов железистых кварцитов в зонах интенсивного, близкого к горизонтальному сжатия (стресс) [9]. Усадка происходила в процессе формирования многообразных рудовмещающих структур нескольких порядков, среди которых большую роль сыграли структуры метаморфического будинажа с растворением кварцевых слоев железистых кварцитов [9, 16].

Данный процесс мог происходить только в крутопадающей структуре Криворожского глубинного разлома, возможно, под действием встречного разрастания гранито-гнейсовых валов и куполов, ограничивающих бассейн. В результате метаморфогенной усадки в контурах рудных столбов образовались эндогенно-остаточные руды кварц-магнетитового и кварц-сидерошпезит-магнетитового состава, содержащие в среднем 52–56% железа (соответствует его содержанию в рудных слоях железистых кварцитов).

Водопроницаемость таких руд, обусловленная микрокливажем разлома—растяжения, была высокой в гранатовой зоне минимального метаморфизма, где расположены месторождения саксаганской формации. Она резко понижена в ставролитовой зоне вследствие залечивания пор и трещинок эндогенно-метасоматическими минералами (формации первомайского и ингулецкого типов).

В гипергенном рудообразовании выделяются три этапа [9]. Наиболее ранний (нижний рифей) проявился на уровне вскрытия верхних частей водопроницаемых

метаморфогенных рудных столбов (см. рис. 2, А), и с ним связано обогащение до 65–70% железа в рудах саксаганской формации на всю глубину их распространения [10]. Два последующих этапа гипергенеза (верхний рифей – девон и верхний мезозой) проявились на разных, но близких к современному уровнях эрозионного среза. С ними связано образование рудоносных линейно-площадных кор выветривания железистых кварцитов.

Остаточные гипергенные месторождения близповерхностного яруса (см. табл. 1, типы 3, 4) распространены во всех рудных полях и представлены воронкообразными залежами – элювиальными “карманами” размытых сверху кор выветривания, повсеместно выклинивающихся на глубине 200–600 м.

Более древняя формация дисперсногематит-мартитовых руд аналогична корневым частям гематитовой коры выветривания КМА и поэтому названа белгородским типом оруденения. Залежи этой формации выклиниваются на глубине в среднем 500 м, а тела бурых железняков верхнемезозойской формации – на глубине 200 м. При совместном их проявлении бурые железняки располагаются над мартитовыми рудами либо цементируют их.

Формация метаморфогенно-гипергенных дисперсногематит-мартитовых руд саксаганского типа (см. табл. 1, тип 5) сосредоточена в поддвинутом блоке одноименного рудного поля. Ее залежи прослежены без выклинивания на глубину 2600 м. Они приурочены к средней части разреза саксаганской свиты ($K_2^{4ж}$ – $K_2^{6ж}$), наиболее равномерно расслоенной на разные по компетентности железистые кварциты и кварцитосланцы, что является необходимым условием для образования структур, вмещающих метаморфогенные рудные столбы [9, 16].

Структурно-морфологическая вертикальная зональность месторождений данного типа проявляется прежде всего в комбинации непрерывных пологосклоняющихся к северу столбообразных залежей и сопряженных с ними по восстанию крутосклоняющихся рудных тел (см. рис. 2). Последние ориентированы перпендикулярно к линиям срезания рудоносных горизонтов Саксаганским разломом. Отмеченная конфигурация впервые установлена Я.Н. Белевцевым [5]; нами она поставлена в зависимость от сдвиговых перемещений вдоль Саксаганского и Восточного разломов. На это указывает максимальное значение коэффициента продуктивных горизонтов в зоне их сопряжения с Саксаганским разломом (до 1). Его величина снижается по мере удаления от разлома по восстанию до 0,2–0,4 в $K_2^{5ж}$, 0,01–0,02 в $K_2^{6ж}$ при полном выклинивании в $K_2^{4ж}$.

Эта закономерность и появление наиболее мощной пологосклоняющейся непрерывной залежи около разлома объясняется максимальным развитием поперечных и продольных деформаций вблизи поверхности разлома. По мере удаления от поверхности разлома деформация затухает и снижается интенсивность оруденения.

Ранее отмечена периодичность в размещении таких месторождений (рудных узлов) по простиранию Саксаганской моноклинали [5, 15]. По нашим данным установлено периодическое изменение мощности залежей также и по падению. Эти обе закономерности имеют корреляционную связь с расстоянием рудных тел от волнистой поверхности Восточного разлома. Так, в участках, максимально приближенных к разлому, замечаются рудные узлы и мощность залежей возрастает по падению и, наоборот, с удалением от разлома месторождения исчезают, а мощность рудных тел сокращается. Данная закономерность связана с образованием структур сдвоения подстилающей скелеватской свиты в зоне Восточного разлома [18].

В крутосклоняющихся залежах установлено периодическое изменение их объема по падению. При этом вертикальные интервалы между максимальными размерами рудных площадей составляют 600–800 м (см. рис. 2, Б, В). На фоне таких интервалов наблюдается мелкая пульсация объема залежей через 150–200 м. Главной причиной пульсации является ритмическое развитие куполовидных изгибов рудовмещающих железистых горизонтов [15].

Зоны максимального развития рудоносных площадей ориентированы параллельно погружению зон выклинивания рудоносных горизонтов у поверхности Саксаганского

разлома, где расположены наиболее мощные непрерывные залежи с пологим наклоном. Предположительно они распространяются по всему простиранию Саксаганского рудного поля.

Зональность вещественного состава руд подробно освещена в монографии [15] и подтвердилась в течение последних лет [4]. На южных месторождениях этого рудного поля основную роль играет аутигенно-минералогическая зональность, обусловленная сменой на глубину мармитовых руд горизонтов K_2^{6*} и K_2^{5*} дисперсногематит-мармитовыми — K_2^{4*} . С этим связан рост концентрации глинозема и кремнезема в глубоких частях месторождений. В пределах центральных и северных месторождений, где развиты мармитовые руды, главную роль играет вертикальная гипергенная зональность в связи с проявлением мощных глубинных зон окисления вокруг водопроницаемых метаморфогенных рудных столбов [2, 4]. Окисленные породы являются источником вещества широкого спектра инфильтрационно-цементационных минералов, заполняющих поры в остаточных рудах выщелачивания [15]. Вертикальная зональность имеет следующий вид (см. рис. 2, Г).

I зона (от поверхности кристаллических пород до отметки 150 м¹) — дополнительного обогащения метаморфогенно-гипергенных руд в коре выветривания. Здесь развиты наиболее богатые железом пористые руды, отчасти плотные гетит-мармитовые цементационные руды.

II зона (от -150 до -400 м) — разубоживания остаточных руд, в которой преобладали кварц-мармитовые (окисленные метаморфические), отчасти окварцованные и сцементированные гетитом плотные мармитовые руды.

III зона (от -400 до -1100 м) — интенсивного окварцевания мармитовых руд халцедоновидным и пойкилитовым кварцем, который снижает содержание железа.

IV зона (от -1100 до -1500 м) — каолинитизации пористых руд, где каолиниту сопутствуют шамозит и гидросерцит.

V зона (от -1500 м до самых глубоких пересечений скважинами) — комплексной цементации остаточных руд шамозитом, серпентином и тальком, с которыми связан рост содержания окиси магния (до 0,9–2,1%).

Во II–V зонах присутствует примесь доломита, анкерита, магнезита, апатита и микропластинчатого цементационного гематита, количество которых медленно нарастает с глубиной. При этом цементационный гематит способствует увеличению доли наиболее ценных кусковатых маритеновских руд. Апатит, наоборот, вызывает возрастание концентрации фосфора (с 0,075 во II зоне до 0,113% в V).

Формация эгирин-рибекит-магнетитовых руд первомайского типа (см. табл. 1, тип б) представлена остаточно-метаморфическими рудами, преобразованными карбонатно-щелочным метасоматозом. К этой формации относится только одно Первомайское месторождение, расположенное в изгибе Северного рудного поля (см. рис. 1, А, рис. 2, А). Повышенная степень метаморфизма обусловила появление мощного ореола щелочных метасоматитов, что защитило породы и руды от глубинного окисления [10]. Близповерхностная зона окисления опускается до глубины 200–500 м, ниже наблюдаются два типа вертикальной зональности.

Аутигенно-минералогическая зональность выражается в нарастании в рудах с глубиной количества послойных скоплений железной слюдки. Это можно объяснить перемещением рудных столбов в пятый железистый горизонт, для которого характерны железослюдко-магнетитовые кварциты.

Главную роль играет эндогенно-метасоматическая зональность [12], которую можно назвать "конус в конусе". В горизонтальном сечении рудных столбов от центра к периферии карбонатизированные руды (карбонаты ряда сидероплезит-мезитит) сменяются рибекит-магнетитовыми, а затем эгиринизированными разновидностями. В том же порядке на фоне преобладающих рибекит-магнетитовых руд от поверхности до глубины около 1000 м сокращается объем карбонат-магнетитовых руд и нарастает количество

¹ Глубины границ между зонами усреднены.

эгирилизированных разновидностей, которые определяют вероятную перспективность месторождения. Концентрация железа повсеместно близка к 52–56%.

Формация метаморфических кварц-магнетитовых руд ингулецкого типа (см. табл. 1, тип 7) представлена месторождениями, которые размещаются у контакта саксаганской и гданцевской свит (см. рис. 1, А). Рудные тела линзовидной и пластообразной формы прослежены до глубины 1600 м. Падение их от крутого до почти горизонтального, характерно резкое склонение.

Основу составляют руды, образовавшиеся из железистых кварцитов саксаганской свиты. В южном рудном поле развит комбинированный тип месторождений: со стороны висячего бока к метаморфическим рудам примыкают линзовидные тела осадочных метаморфизованных сидерит-магнетитовых руд гданцевской свиты. В залежах установлена четкая вертикальная зональность [6, 11].

Сверху (до 200–500 м) расположена зона окисления с маритовыми и лимонитизированными рудами. Вторая зона неизмененных метаморфических руд сложена перекристаллизованными магнетитовыми рудами (60–67% железа) и полосчатыми кварц-магнетитовыми разновидностями (52–56% железа). Нижняя, третья, зона образована карбонатизированными полосчатыми доломит-магнетитовыми рудами (48–58% железа).

Карбонатизация наблюдается вблизи пластов доломитов гданцевской свиты и связана с повышенным метаморфизмом ставролитовой зоны (см. рис. 1, А), что указывает на автохтонный источник метасоматического доломита. Граница между второй и третьей зонами изменчива и наблюдается на глубине от 120 до 400 м.

ГЛУБИНА ЭРОЗИОННОГО СРЕЗА

По различным данным, глубина погружения железорудной свиты достигает 5–8,5 км [15]. По-видимому, она является наибольшей среди аналогов Криворожского бассейна, что видно из сравнения с крупнейшей Михайловско-Белгородской зоной КМА, где такая граница проходит на глубине всего 3 км [19]. Первоначальный вертикальный размах Криворожской структуры (до начала ее эрозии) можно оценить приблизительно [8].

Выше отмечено, что пористые, полурыхлые маритовые руды, содержащие 65–70% железа, образовались из плотных кварц-магнетитовых с содержанием железа 52–56%. Коэффициент потенциальной пористости последних $K_{п}$, полученный расчетным путем при условии удаления кварца, составляет 39,3%, что существенно отличается от потенциальной пористости реальных маритовых руд с временным сопротивлением сжатию $\sigma_{сж} \approx 100$ кг/см² [8]. $K_{п}$ реальных руд на изученном нами интервале глубин 470–2000 м составляет соответственно 36,3 и 25,2%. Градиент снижения пористости, обусловленный литостатическим сжатием, равен 2,02% на каждые 500 м.

Градиент литостатического сжатия в породах саксаганской свиты с объемным весом 3,2 г/см³ близок к 160 кг/см² на 500 м, но его величина частично компенсируется до 110 кг/см² противодействующим гидростатическим давлением воды, которая заполняет поровое пространство руд. Поэтому литостатическая нагрузка должна вызывать сокращение объема пор в остаточных рудах с $\sigma_{сж} = 100$ кг/см² начиная с глубины 450 м. Указанные величины использованы при расчете табл. 2. Из нее следует, что столбовобразные залежи остаточных руд Саксаганской моноклинали размыты не менее чем на 900 м (см. рис. 2, А).

Полученное значение характеризует положение верхней границы первоначально слепых метаморфогенных столбов, над которой располагалась зона железистых кварцитов неизвестной мощности. Поэтому величина около 1 км составляет лишь минимальную глубину эрозионного среза бассейна.

Уровень рудообразования в линейно-площадной коре выветривания можно определить сравнением морфологии залежей близповерхностного яруса в Кривбассе и КМА. Так, на Гостищевском, Яковлевском и других месторождениях КМА средняя мощ-

Таблица 2. Эрозионный срез месторождений саксаганского типа

Фактические данные (после размыва)			Расчетные данные (до размыва)		
$K_{П}$	литостатическое давление, кг/см ²	глубина, м	$K_{П}$	литостатическое давление, кг/см ²	глубина, м
—	—	—	39,3	0	0
—	—	—	39,3	100	450
—	0	0	37,5	200	900
36,3	105	470	36,3	270	1200
—	—	—	35,7	300	1350

ность плащеобразной части залежей в 2 раза меньше вертикальной мощности рудных элювиальных "карманов" [9]. Данное отношение (1/2) и средняя глубина выклинивания близповерхностных залежей Кривбасса (500 м) показывают, что эрозионный срез саксаганской свиты во время образования коры выветривания располагался на 250 м выше современного (см. рис. 2, А).

Маскирующая роль близповерхностных гипергенных месторождений указывает на принципиальную возможность открытия в КМА месторождений саксаганской, первомайской и ингулецкой формаций богатых руд под залежами площадной коры выветривания.

В статье впервые одновременно охарактеризована структурная и рудная зональность всего Криворожского бассейна. Она неодинакова в разных рудных полях, что является следствием изменчивой комбинации латеральной, структурной, метаморфической, эндогенно-метасоматической и гипергенной зональности. Выявленные закономерности структурной и рудной зональности месторождений бассейна свидетельствуют об устойчивом развитии на глубину формаций богатых и бедных железных руд глубинного яруса.

Большая протяженность изученного оруденения на глубину (2600 м) позволяет использовать охарактеризованную зональность для прогноза рудоносности глубоких горизонтов менее изученных районов. Среди них особое внимание привлекает бассейн КМА, где вероятно открытие уходящих на глубину месторождений богатых руд.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белевцев Я.Н., Белевцев Р.Я. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. Киев: Наук. думка, 1981. 48 с.
2. Генезис железных руд Криворожского бассейна/Я.Н. Белевцев, Г.Г. Бура, Р.П. Дубинкина и др. Киев: Изд-во АН УССР, 1959. 308 с.
3. Геология железных руд докембрийских формаций/Я.Н. Белевцев, В.И. Ганоцкий, В.М. Кравченко и др. Киев: Ин-т геохим. и физ. минер. АН УССР, 1984. 52 с.
4. Геология и геохимия железорудных месторождений саксаганского типа/А.Г. Батурина, Я.Н. Белевцев, В.И. Ганоцкий и др. Киев: Ин-т геохим. и физ. минер. АН УССР, 1984. 56 с.
5. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна/Н.М. Акименко, Я.Н. Белевцев, Б.И. Горошников и др. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 280 с.
6. Гершойг Ю.Г. Зона окисления богатых железных руд Ингулецкого типа в Криворожском бассейне. — В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1960, вып. 3, с. 91–95.
7. Дмитриев Э.В., Черноветский М.И., Шапошников В.А. О цикличности и слоистости в толще железистых кварцитов Скелеватского Магнетитового месторождения в Криворожском бассейне. — Литология и полез. ископаемые, 1974, № 3, с. 100–107.
8. Кравченко В.М. Эпигенетические явления в остаточных железных рудах Кривого Рога. — Литология и полез. ископаемые, 1971, № 2, с. 102–111.
9. Кравченко В.М. Сравнительное исследование докембрийских месторождений богатых железных руд Русской платформы и разработки их поисковых критериев: Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Днепропетровск: Днепропетр. отд. ИМП Мингео УССР, 1972. 282 с.
10. Кравченко В.М. Условия образования глубинных зон термального гипергенеза железорудных месторождений Украинского щита. — В кн.: Минералогия зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980, с. 188–193.

11. *Кравченко В.М., Дорфман Я.З.* Типы зональности железорудных залежей Криворожского бассейна. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. М.: Недра, 1967, с. 42–59.
12. *Кравченко В.М., Сиращков В.Ф.* Зональность железорудных залежей Первомайского месторождения в Криворожском бассейне и соображения о метаморфическом генезисе его руд. — В кн.: *Метаморфогенное рудообразование*. Киев: Наук. думка, 1972, ч. 2, с. 146–163.
13. *Максимович В.Л.* Перспективы рудоносности Саксаганской полосы Кривбасса. — В кн.: *Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон*. Киев: Изд-во АН УССР, 1960, т. 1, с. 102–115.
14. *Сіроштак Р.І., Черновський М.* Зіставлення порід середньої світи Ліхмановської синклінали і Тарапакко-Ліхмановської антиклінали в Кривбасі. — *Геол. журн.*, 1958, 18, вип. 2, с. 83–86.
15. Структура Криворожских месторождений богатых руд и закономерности их развития на больших глубинах/ Н.П. Семенов, Г.В. Тохтуев, В.М. Кравченко и др. Киев: Наук. думка, 1981. 187 с.
16. *Тохтуев Г.В.* Структуры будинач и их роль в локализации оруденения. Киев: Наук. думка, 1967. 256 с.
17. *Черновский М.И.* О природе Саксаганской синклинали. — В кн.: *Перспективы развития богатых железных руд Криворожского бассейна на глубину*. Киев: Ин-т геохим. и физ. минерал. АН УССР, 1975, с. 75–76.
18. *Шелегда В.И.* К вопросу формирования структур, контролирующих локализацию богатых железных руд на примере месторождения им. XX Партсъезда в Криворожском бассейне. — В кн.: *Структуры рудных полей и месторождений железистых кварцитов и богатых железных руд Украинского щита*. Киев: Ин-т геохим. и физ. минерал. АН УССР, 1983, с. 48–56.
19. *Шеголев И.Н.* Геология рудоносных железисто-кремнистых формаций раннего докембрия Курской магнитной аномалии: Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Воронеж: Воронеж. ун-т, 1981. 297 с.

УДК 553.26'3 : 551.24 (470.5)

Л.Н. Овчинников, Р.И. Лутков, Ф.Я. Корытов

ГЛУБИННЫЕ ФАКТОРЫ РАЗМЕЩЕНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА

Образование эндогенных рудных месторождений в большинстве случаев не локальный процесс, протекающий внутри уже индивидуализированной системы магматический расплав—рудообразующий флюид. Рудный процесс — неотъемлемый член триединства: магматизм—метаморфизм—рудообразование, вызванного единой причиной и связанного общим источником вещества, одновременностью, единой продолжительностью и общими масштабами пространства. Это триединство становится особенно ясным при рассмотрении проявления этих процессов в рамках рудной провинции, рудоносной геоструктуры в целом, включая и ее глубинное строение. На многих фактах мы все более убеждаемся, что закономерности распространения оруденения в доступной нам поверхностной зоне в первую очередь определяются глубинным строением земной коры, если не ограничиваться рассмотрением только локальных условий нахождения отдельных месторождений, а обратить внимание на их совокупность.

Характерным примером этого может служить Урал с известными месторождениями железа, меди, цинка, хрома, титана и менее распространенными и менее значимыми месторождениями других металлов. Их распределение в пределах Уральской складчатой структуры находится в полной зависимости от геологической ее истории, эволюции земной коры и имеет прямую связь с современным глубинным строением Урала. Осуществленный нами пространственно-статистический анализ [3] зависимости распространения месторождений и их формаций от параметров строения земной коры, определенных путем интерпретации физических полей, в первую очередь данных сейсмического зондирования, хорошо и наглядно это подтверждает.

Как известно, для Урала характерен халькофильно-сидерофильный (фемический) профиль оруденения. Его богатство составляют вулканогенно-метасоматические и

вулканогенно-осадочные медно-цинковые месторождения колчеданной формации, железорудные скарново-магнетитовые месторождения, месторождения титано-ванадиевых руд в базитах, хромитовых руд в гипербазитах, а также мелкие, в основном давно уже выработанные, кварцевожильные, реже штокверковые месторождения золота. Все они, за исключением золота, приурочены к собственно эвгеосинклинальным зонам, почти полностью располагаясь в Главном эвгеосинклинальном поясе — геосинклинальном рве Урала, по В.И. Смирнову [5]. Большая часть проявлений золота также находится в эвгеосинклинальных зонах: Главном эвгеосинклинальном поясе и Восточно-Уральском прогибе, но около 40% из них расположено также и в пределах Центрально-Уральского, Восточно-Уральского и Зауральского поднятий.

Меньшее значение на Урале имеют литофильные кварцевожильные, грейзеновые и пегматитовые мелкие месторождения вольфрама, молибдена и других редких элементов, располагающиеся за пределами эвгеосинклинальных зон и в подавляющем большинстве сосредоточенные в южных блоках Восточно-Уральского поднятия (рис. 1).

Уральскими геофизиками систематизирован обширный материал по природным физическим полям Урала с достаточно уверенной интерпретацией его глубинного строения [1, 3, 4]. В последнее время некоторые неудачи в интерпретации сейсмических данных в связи с довольно широким разбросом скоростей прохождения упругих волн, которые могли бы характеризовать верхнюю границу "базальтового" слоя, отсутствие часто резких скачков в изменении этих скоростей привели к высказываниям о том, что поверхность К вряд ли существует. Это, конечно, не так. Закономерное увеличение скоростей прохождения упругих волн с глубиной известно повсеместно и, как показывают уральские данные, существуют и скачкообразные перепады этих скоростей. Верхняя поверхность "базальтового" слоя сейсмически выражена более слабо, чем нижняя — поверхность М, но она также выделяется как отчетливая опорная сейсмическая граница. В силу латеральной неоднородности строения земной коры и на Урале она характеризуется скоростями прохождения продольных упругих волн, меняющимися от блока к блоку в пределах от 6,6 до 7,5 км/с.

В последнее время распространено также представление о трехчленном делении континентальной земной коры, при котором, наряду с гранито-гнейсовым (0—15 км) и гранулитогнейсовым (базальтовым) (15—30 км) слоями, выделяется еще третий нижний слой — реститовой протокры (30—40 км). Ни первое, ни второе замечания принципиального значения для интерпретации обнаруженных зависимостей не имеют, поскольку все колебания мощности земной коры в Уральской эвгеосинклинали определяются изменениями размеров именно "базальтового" слоя, вследствие этого закономерности рудообразования можно перевести на язык параметров коры в целом, т.е. определяющим в строении земной коры на Урале является та ее часть, которая выделяется под названием "базальтовый" слой. Все изменения мощности вышележащего "гранитного" слоя или наращивание мощности земной коры в целом осуществляются за счет изменения мощности "базальтового" слоя, которая может наращиваться и вверх и вниз.

В срединной части Главного эвгеосинклинального пояса наблюдается отчетливое поднятие "базальтового" слоя, которое по простиранию распадается на отдельные хребты и цепочки вершин. Этому поднятию — валу — соответствует и увеличение основности земной коры. "Базальтовый" слой в этом случае увеличивает свою мощность и вверх и вниз одновременно, и ограничивающая его поверхность, таким образом, имеет двояковыпуклую форму (рис. 2). Этот хребет — вал — весьма важный глубинно-структурный элемент Урала, поскольку статистические данные наглядно свидетельствуют о прямой зависимости распределения рудных месторождений от такого глубинного рельефа — от глубины залегания "базальтового" слоя, от его мощности, а отсюда и от основности земной коры. На рис. 2 и 3 видна, с одной стороны, прямая зависимость глубины залегания поверхности К от мощности "базальтового" слоя и основности земной коры, а с другой — отчетливо зональное распределение месторождений разных металлов в зависимости от сочетания этих параметров. Чем больше мощность "базаль-

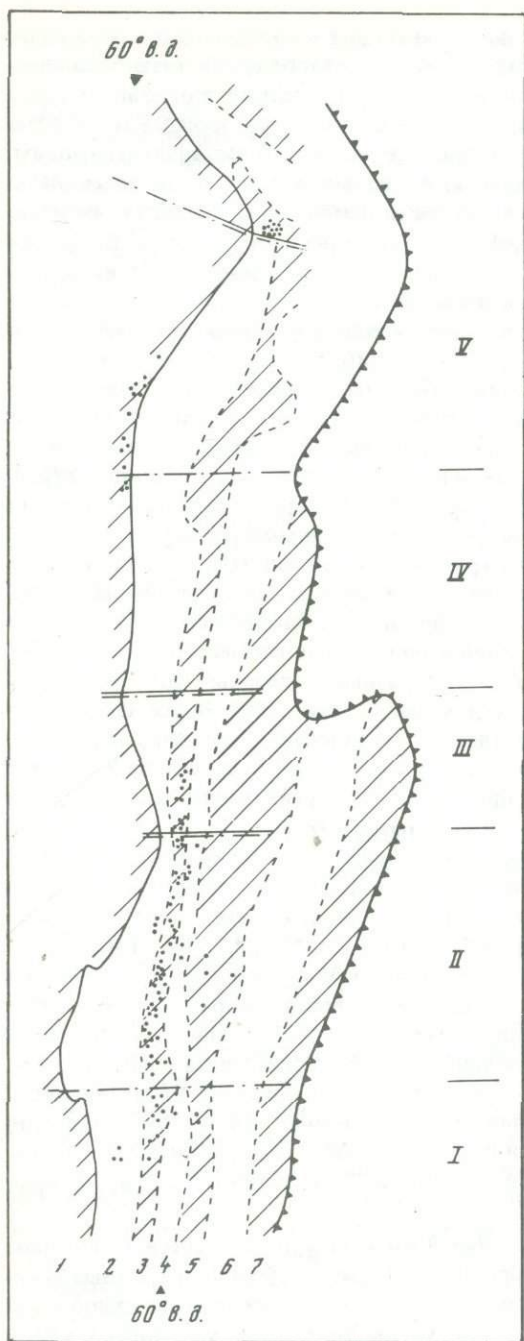
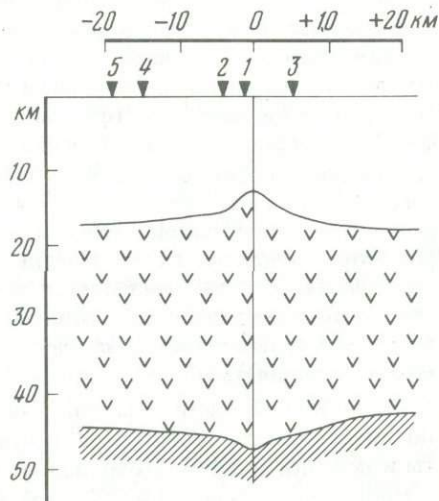


Рис. 1. Распределение редкометальных месторождений на Урале

Поднятия: Центрально-Уральское (1), Восточно-Уральское (3), Зауральское (5), Тобольско-Кушмурунское (7); прогибы: Главный эвгеосинклинальный пояс (2), Восточно-Уральский (4), Кустанайский (6); мегаблоки: I – Мугоджарский, II – Южно-Уральский, III – Средне-Уральский, IV – Северо-Уральский, V – Полярно-Уральский

Рис. 2. Модель пространственного размещения месторождений в поперечном разрезе Главного эвгеосинклинального пояса (средние параметры)

Месторождения: 1 – колчеданные, 2 – золоторудные, 3 – скарново-магнетитовые, 4 – титаномагнетитовые, 5 – хромитовые



тового” слоя и выше основность земной коры, тем меньше глубина залегания поверхности К, и наоборот. По их соотношению положение месторождений различных металлов представляет единый прямолинейный ряд (табл. 1). При этом отчетливая вертикальная зональность распределения месторождений в геосинклинальном рву по степени их удаления от поверхности “базальтового” слоя по средним оценкам совпадает с латеральной зональностью, определяемой степенью удаления от осевой плоскости основности земной коры (см. рис. 2). Здесь в первую очередь обращает на себя внима-

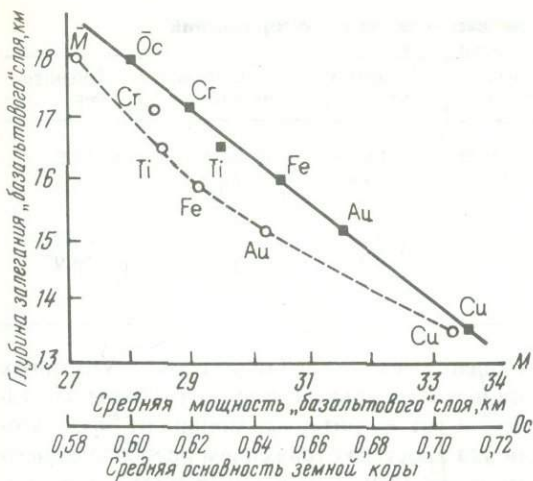


Рис. 3. Соотношение средних значений глубины залегания поверхности К, мощности "базальтового" слоя и основности земной коры для месторождений разных металлов

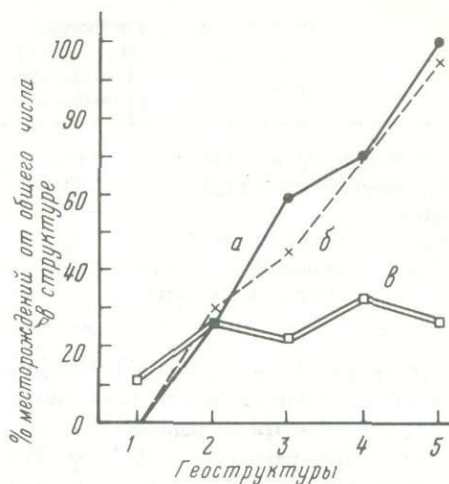


Рис. 4. Распределение золоторудных месторождений, связанных с оптимальной глубиной поверхности К, в геоструктурах Урала

Глубина залегания поверхности К — $15,5 \pm 1$ км, мощность базальтового слоя — $30,5 \pm 2$ км, основность земной коры — 0,66; геоструктуры: 1 — Центрально-Уральское поднятие, 2 — Тагило-Магнитогорский прогиб (Главный эвгеосинклинальный пояс), 3 — Восточно-Уральское поднятие, 4 — Восточно-Уральский прогиб, 5 — Зауральское поднятие; а — кривая изменения по глубине поверхности К; б — то же, мощности базальтового слоя; в — то же, доля площади, приходящаяся на глубину поверхности К — $15,5 \pm 1$ км

ние близость связанных с вулканическим процессом колчеданных месторождений к осевой части вала — к центру раздвига.

Главный эвгеосинклинальный пояс Урала протяженностью 2300 км, по геофизическим данным, по простиранию подразделяется на пять мегаблоков — Мугоджарский, Южно-, Средне-, Северо- и Полярно-Уральский. Смена мегаблоков от Мугоджар до Полярного Урала сопровождается общей тенденцией погружения поверхности К с увеличением тем самым разрыва между ее фактической глубиной и зоной оптимального удаления рудных месторождений и, что в какой-то мере объясняет малое распространение на Полярном и Приполярном Урале обнаруженного оруденения. Однако параметры, отвечающие площадям распространения месторождений, подвержены менее значительным колебаниям. Глубина вала базальтового слоя и его размеры, как и основность земной коры, сохраняются здесь одними и теми же, что свидетельствует о перспективности на оруденение этой части Урала. Поиски новых месторождений должны быть локализованы на площадях, имеющих благоприятные глубины залегания "базальтового" слоя, т.е. примыкающих к его поднятиям. На Северном и Полярном Урале под чехлом мезо-кайнозойских отложений наблюдается второй подъем поверхности К, трассирующий ось Восточно-Уральского прогиба. Ему соответствует также увеличение мощности "базальтового" слоя, мощности и основности земной коры. Эта зона по глубинному строению может рассматриваться как перспективная на оруденение.

Выше было рассмотрено распределение месторождений в собственно эвгеосинклинальных зонах, причем в подавляющем большинстве относящихся к Главному эвгеосинклинальному поясу (геосинклинальному рву). Глубинно-структурные параметры размещения месторождений золота в геоструктурах Урала приведены в табл. 2.

Наибольшей удельной продуктивностью (количество месторождений на 1000 км² площади) во всех геоструктурах восточного склона отличаются площади, на которых поверхность К расположена на глубинах 10,5–16,5 км (в Главном эвгеосинклинальном поясе — до 18,5 км), в Центрально-Уральском поднятии ее оптимальная глубина опус-

Таблица 1. Глубинные параметры распределения месторождений

Параметр	Колчедан- ные	Золото- рудные	Железород- ные	Титаномаг- нетитовые	Хромито- вые
Глубина поверхности К, км	13,5	15,2	15,9	16,5	17,2
Мощность базальтового слоя, км	33,5	30,2	29,1	28,5	28,4
Основность земной коры	0,71	0,67	0,65	0,63	0,62
Удаление от осевой плоскости км (- к западу, + к востоку)	-1,3	-3,9	+5,5	-14,8	-18,9

кается до 24,5 км (табл. 3). Наибольший процент месторождений во всех структурных зонах восточного склона приходится на один и тот же узкий интервал глубины залегания поверхности К, равный 15,5 км, и на один и тот же интервал мощности "базальтового" слоя, равный $30,5 \pm 2$ км. Это не является простым отражением преобладающего распространения площадей с такими параметрами. При малых колебаниях доли площади, падающей на глубину залегания поверхности К, равную 15,5 км, количество месторождений, относящихся к этой глубине, планомерно возрастает с запада на восток от 0% в Центрально-Уральском поднятии до 100% в Зауральском поднятии. Такое же планомерное изменение наблюдается и для мощности "базальтового" слоя (рис. 4). Этим оптимальным параметрам соответствует основность земной коры, равная 0,66.

Источники рудного вещества и генетические связи золоторудных месторождений разнообразны. Наряду с месторождениями, связанными с эвгеосинклинальным процессом, распространены также месторождения, образование которых обусловлено гранитным магматизмом. Глубинные параметры Центрально-Уральского поднятия резко отличаются от параметров геоструктурных зон восточного склона. Сходство параметров размещения месторождений золота на поднятиях и погружениях восточного склона приводит к мысли о единстве их происхождения независимо от нахождения в той или иной геоструктурной зоне.

Большой разницы в глубинном строении поднятий и погружений восточного склона не наблюдается за исключением увеличения мощности "базальтового" слоя в срединной части Главного эвгеосинклинального пояса и аналогичного увеличения в северной части Восточно-Уральского прогиба. Это может быть связано с тем, что Восточно-Уральский и Зауральский прогибы являются вторичными наложенными структурами, которые сформировались на континентальной коре, по Н.Г. Берлянд [1], вследствие "вторичного спрединга", возникающего в тылу зоны взаимодействия плит как реакция на длительную субдукцию.

Литофильные редкометалльные месторождения связаны с локальными процессами гранитного магматизма и приурочены исключительно к поднятиям, в которых этот магматизм проявлен. Как видно из табл. 4, какой-либо зависимости распределения этих месторождений от рассматриваемых параметров глубинного строения не наблюдается. Этого следовало ожидать, поскольку образование этих месторождений не связано с единым общеуральским геосинклинальным процессом, захватывающим мантию и океаническую кору, а обусловлено проявлениями постмагматического процесса становления гранитоидных интрузивов. Здесь необходимо искать более локальные, местные глубинно-структурные зависимости.

Рассмотренные данные позволяют предположить генетическую модель рудного процесса, приведшего к образованию уральских халькофильных и сидерофильных месторождений, а также роль этого процесса в эволюции Уральской складчатой системы, о которой в последние годы сложилось достаточно устойчивое представление [1-4,6]. Уральская геосинклиналь была заложена в позднем рифее, когда в результате раскола и раздвига единой Восточноевропейско-Сибирской платформы возник межконтинентальный рифт. В Главной эвгеосинклинальной зоне, отвечающей этому рифту, в

Таблица 2. Зависимость распределения золоторудных месторождений (в %) от параметров земной коры

Интервал, км	Мощность земной коры				
	Центрально-Уральское поднятие	Тагило-Магнитогорский прогиб	Восточно-Уральское поднятие	Восточно-Уральский прогиб	Зауральское поднятие
33,5	7,7	—	—	—	—
36,5	23,1	5,2	—	—	—
39,5	23,1	7,4	12,9	4,2	—
42,5	46,2	40,4	36,5	50,0	85,7
45,5	—	30,1	29,4	45,8	14,3
48,5	—	11,8	21,2	—	—
51,5	—	5,2	—	—	—
54,5	—	—	—	—	—

Интервал, км	Мощность "базальтового" слоя				
	Центрально-Уральское поднятие	Тагило-Магнитогорский прогиб	Восточно-Уральское поднятие	Восточно-Уральский прогиб	Зауральское поднятие
8,5	7,7	—	—	—	—
12,5	15,4	2,2	—	—	—
16,5	15,4	3,7	9,4	4,2	—
20,5	30,8	7,4	12,9	4,2	—
24,5	30,8	22,8	5,9	20,8	4,8
28,5	—	30,1	44,7	70,8	95,8
32,5	—	20,6	23,5	—	—
36,5	—	12,5	3,5	—	—
40,5	—	0,7	—	—	—
44,5	—	—	—	—	—

Интервал, км	Мощность "гранитного" слоя				
	Центрально-Уральское поднятие	Тагило-Магнитогорский прогиб	Восточно-Уральское поднятие	Восточно-Уральский прогиб	Зауральское поднятие
8,5	—	1,5	—	—	—
10,5	—	16,9	1,2	—	—
12,5	—	24,3	8,2	—	—
14,5	—	27,2	62,4	70,8	100,0
16,5	15,4	20,6	5,9	20,8	—
18,5	38,5	2,9	11,8	4,2	—
20,5	23,1	6,5	8,2	4,2	—
22,5	23,1	—	2,4	—	—
24,5	—	—	—	—	—
26,5	—	—	—	—	—

Таблица 3. Удельная продуктивность (в усл. ед.) на золоторудные месторождения площадей с различными глубинами залегания поверхности К

Интервалы глубин, м	Центрально-Уральское поднятие	Тагило-Магнитогорский прогиб	Восточно-Уральское поднятие	Восточно-Уральский прогиб	Зауральское поднятие
8,5	—	0,28	—	—	—
10,5	—	0,73	3,33	—	—
12,5	—	0,72	0,85	—	—
14,5	—	0,64	2,08	0,60	0,79
16,5	0,11	0,81	0,56	0,24	—
18,5	0,16	0,18	0,42	0,04	—
20,5	0,13	—	0,23	0,11	—
22,5	0,26	—	0,16	—	—
24,5					

процессе спрединга к концу ордовика сформировалась океаническая кора. Эта главная зона на востоке сопровождалась параллельными расколами, выраженными в современной структуре Восточно-Уральским и Кустанайским прогибами.

Начиная с венлокского времени происходил процесс тектонического скупивания и формирования коры переходного (островодужного) типа. Переходная стадия захватила время до позднего девона со сближением западного и восточного обрамлений описываемой палеоокеанической структуры. Формирование Уральской геосинклинали закончилось на островодужной стадии, что обусловлено ее межконтинентальным положением. В отличие от распространенной схемы геодинамики в системе материк—океан, где зоны спрединга (океанического рифта) и субдукции (островной дуги) удалены друг от друга на сотни километров, Уральский рифт формировался между двумя жесткими плитами, и, таким образом, при субдукции не океаническая плита поддвигалась под континентальную, а сближались две континентальные плиты, что и определило пространственное совпадение зон спрединга и субдукции при довольно близкой по времени смене первого второй [1].

Таблица 4. Зависимость распределения литофильных месторождений от параметров глубинного строения земной коры

Геоструктура	% месторождений	Мощность земной коры, км			Мощность "базальтового" слоя, км		
		средняя	под месторождениями		средняя	под месторождениями	
			\bar{x}	σ		\bar{x}	σ
Центрально-Уральское поднятие	10,1	40,5	42,1	1,05	18,2	23,2	2,22
	3,4	38,7	41,0	1,00	17,1	22,0	2,65
	13,5	39,7	41,1	1,03	17,7	27,4	2,31
Восточно-Уральское поднятие	14,6	41,1	42,2	2,13	21,9	21,8	3,34
	55,1	46,3	46,8	2,22	30,5	31,0	3,50
	10,1	48,3	47,2	1,48	34,1	31,7	2,24
	79,8	45,5	46,0	2,11	29,0	29,4	3,27
Зауральское поднятие	4,5	43,8	45,5	1,00	26,9	30,5	1,73
	2,2	45,7	45,0		29,6	28,5	
	6,7	44,3	45,3	1,00	27,6	29,8	1,69
Среднее	100,0	43,4	45,3	1,35	25,4	29,2	2,57

Уральские месторождения хрома, титана, ванадия, железа, меди и других цветных и благородных металлов представлены хорошо изученными генетическими типами и служат в большинстве общепризнанными в этом отношении эталонами. Они достаточно разобщены в пространстве и по времени образования, связаны с различными проявлениями и продуктами плутоногенного и вулканогенного магматизма. Однако принадлежность к единой эвгеосинклинальной зоне, явная связь с единым геодинамическим процессом, несомненно, свидетельствуют о их генетической общности, обусловленной влиянием общих факторов.

Формирование всех рассматриваемых месторождений охватывает сравнительно небольшой отрезок времени — от верхов ордовика—низов силура до середины девона, равный примерно 150 млн. лет, т.е. тот период развития геосинклинали, который отвечает островодужной стадии. Как было показано, размещение месторождений определяется параметры "базальтового" слоя, который в условиях Урала представлен габбро-амфиболитами, сильно тектонизированными и метаморфизованными до зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций [3]. Геодинамические процессы океанической и переходной стадий сопровождалась интенсивным магматизмом в обязательном сочетании с поступлением жидких и газообразных флюидов, масса которых превосходила объемы магматических расплавов. Фронт поступавших флюидов значительно превышал фронт магматического внедрения. Это подтверждают объемы метаморфического преобразования окружающих толщ.

Свидетельством прохождения именно внутри рифтовой зоны флюидов, преобразовывающих не только меланократовый комплекс коры, но и подстилающую его верхнюю мантию, служит прогиб поверхности М в осевой части вала базальтового слоя, своей наиболее опущенной частью образующей совместно с вершиной вала центральную осевую плоскость эвгеосинклинали — след раздвига и последующей коллизии континентальных плит (см. рис. 2). В наиболее активной центральной части зоны потока метаморфизирующих флюидов поверхность разуплотнения в результате тектонического дробления и преобразования вещества, естественно, должна быть опущена ниже, чем на периферии.

Нетрудно представить, что рудообразование как неотъемлемая часть рассматриваемого геодинамического процесса является прямым следствием распространения

Мощность "гранитного" слоя, км			Основность земной коры			Блок
средняя	под месторождениями		средняя	под месторождениями		
	\bar{x}	σ		\bar{x}	σ	
22,3	18,9	1,69	0,45	0,55	0,045	Полярный Северный
21,6	19,0	1,73	0,44	0,54	0,055	
22,0	18,9	1,70	0,45	0,55	0,05	Средний Южный Мугоджары
19,2	20,4	1,98	0,53	0,52	0,06	
15,8	15,7	1,63	0,66	0,66	0,05	
14,2	15,6	0,88	0,71	0,67	0,03	Мугоджары
16,2	16,5	1,61	0,64	0,64	0,05	
16,9	15,0	0,82	0,61	0,67	0,02	Южный Мугоджары
16,1	16,5		0,65	0,63		
16,7	15,5	0,80	0,62	0,66	0,02	
18,0	16,8	1,59	0,59	0,63	0,05	

флюидов и их взаимодействия с пропитываемыми толщами. В метаморфизме и рудообразовании участвуют глубинные флюиды, отделяющиеся от магматических расплавов или идущие непосредственно из мантии. Однако в условиях, когда раздвигается океаническое дно, неизбежно также активное участие во флюидообразовании и всех последующих вызванных этим явлением порций морской воды, устремляющейся вниз по зоне раскола.

Внедрение магматических расплавов и подъем метаморфизирующих и рудообразующих растворов генетически и пространственно по путям движения тесно связаны, но по поведению достаточно независимы. Вероятнее всего, здесь действовала единая для эвгеосинклинали геотермальная гидросистема, включающая как магматические и интрателлурические флюиды, так и редуцирующую морскую воду. Возможность проникновения морской воды в рассматриваемых условиях снимает проблему грандиозности масштабов воздействия флюидов. В этой единой системе в широком диапазоне местных структурно-тектонических и более узком — физико-химических условий проявились все известные механизмы формирования отдельных месторождений, их групп и формаций разных металлов и генетических типов.

Длительность рудообразования, иногда просто отождествляемая с элементарным актом минералоотложения, находится на уровне длительности геологических процессов, которые оно сопровождает. Осевая плоскость эвгеосинклинали — лишь генеральная составляющая. Единая гигантская система циркуляции вод из-за широких пространственных изменений трещиноватости и проницаемости пропитываемых толщ, чередования различных по составу и строению внутренних структурных элементов эвгеосинклинали распадалась на зоны низшего порядка. Большие вариации размещения месторождений по поперечнику в отдельных мегаблоках пояса [3] — одно из отражений этого явления.

Можно утверждать, что формирование современного "базальтового" слоя произошло одновременно с широко проявленным региональным метаморфизмом и сопутствующим ему рудообразованием и магматизмом. Это был единый процесс, обусловленный эволюцией земной коры Урала, начавшейся с рифтинга, образования океанической коры, а затем спрединга с рециркуляцией морской воды, последующих коллизии и скучивании при непрекращающейся рециркуляции нагретой воды, обусловившей метаморфизм коры во всем ее вертикальном разрезе, отразившийся в создании комплексов тектоно-метаморфитов зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Последующий гранитный магматизм поднятий не повлиял ни на размещение месторождений фемического профиля, ни на конфигурацию "базальтового" слоя.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бердянд Н.Г. Районирование Урала по типу строения земной коры. — Сов. геология, 1982, № 11, с. 78—89.
2. Геологическое развитие и металлогения Урала/К.К. Золоев, М.С. Рапопорт, Б.А. Попов и др. М.: Недра, 1981. 256 с.
3. Овчинников Л.Н., Корытов Ф.Я., Лутков Р.И. Связь металлогении Урала с его глубинным строением. — В кн.: Очерки металлогении. Тбилиси: Мецниереба, 1986.
4. Семенов Б.Г., Ананьева Е.М., Екидина К.Я. и др. О глубинной структуре земной коры Урала и прилегающей к нему территории. — Геотектоника, 1983, № 4, с. 37—47.
5. Смирнов В.И. Эндеогенная металлогения. — В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978, с. 121—174.
6. Тектоника Урала: Объясн. зап. к тектон. карте Урала. М.: Наука, 1977. 120 с.

*В.М. Нечехухин, А.М. Дымкин, Е.М. Ананьева, Н.Г. Берлянд,
Б.П. Рыжий, И.Ф. Таврин*

ОСОБЕННОСТИ СООТНОШЕНИЯ МЕТАЛЛОГЕНИИ УРАЛА С ГЛУБИНЫМ СТРОЕНИЕМ И ТИПАМИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Уральская складчатая система относится к крупнейшим металлогеническим провинциям мира и представляет собой складчатый пояс, расположенный между Восточно-Европейской платформой и Западно-Сибирской плитой. В его пределах сосредоточены разнообразные рудные месторождения. В систему входит ярко выраженная по строению, составу слагающих геологических комплексов и эндогенной металлогении фемического профиля эвгеосинклиальная структура с металлогенией уральского типа по В.И. Смирнову. В основу оценки связи эндогенной металлогении Урала с глубинным строением земной коры положены материалы геофизических, а также специальных геологических и металлогенических исследований, включающих учет современных геотектонических концепций.

Исследование глубинного строения Урала геофизическими методами осуществляется по трем главным направлениям: а) создание редкой сети опорных геофизических пересечений (ГСЗ), по которым проводится комплексное изучение разрезов земной коры и верхней мантии; б) выполнение серии заполняющих региональных профилей методом отраженных волн (МОВ), где земная кора изучается до глубин 8–20 км; в) проведение площадных геофизических исследований для составления объемной модели глубинного строения региона.

На опорных геопересечениях исследования выполняются по профилям, пересекающим Урал в широтном направлении с выходом в сопредельные области Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской низменности. Кроме того, для установления связи между опорными пересечениями и выявления поперечной зональности Урала пройден меридиональный профиль вдоль наиболее характерной Уральской структуры — Тагило-Магнитогорского погружения.

К изучению глубинного строения Урала также привлекались аэромагнитные исследования, результаты магнитотеллурических зондирований (МТЗ), изучения тепловых потоков, материалы гелиевой съемки, современных движений. Эти данные являются основой для выявления главных особенностей земной коры региона, ее геометрических параметров, распределения крупных физических неоднородностей.

Объемные представления о глубинном строении Урала базируются на результатах, полученных на опорных геофизических пересечениях и профилях МОВ в сочетании с данными площадных гравиметрических и магнитных съемок, других геофизических методов, результатах региональных геохимических работ и дешифрирования космических снимков. Они показывают, что в пределах Урала устанавливается структурное несогласие между строением "геофизических" слоев.

Для выявления элементов внутренней неоднородности земной коры широкое применение на Урале получил критерий основности, который фиксирует долю тяжелых образований в общей толще земной коры.

Как показывают эти материалы, Уральская складчатая система расположена в зоне перехода от положительных к отрицательным значениям геопотенциала, именуемой Урало-Африканской ступенью. Положительные значения геопотенциала по расчетам связаны с более плотными породами в верхней мантии под Восточно-Европейской платформой на глубинах 300–400 км, а отрицательные — с менее плотными породами на этих же глубинах под Западно-Сибирской плитой. Таким образом, Урал расположен между двумя крупными сегментами Земли разной плотности и, по-видимому, разного знака движения [4].

Урал отчетливо проявляется в рисунке изолиний гравитационного и магнитного полей как область, состоящая из нескольких полос меридионально вытянутых положительных и отрицательных аномалий. Полосовая структура физических полей в целом соответствует линейным структурно-формационным зонам Урала. Значительные колебания интенсивности физических полей в пределах полос в меридиональном направлении подчеркивают неоднородное строение этих зон по простиранию.

Разрез земной коры Урала, по данным сейсморазведки, меняется как по широте, так и по меридиану. Глубина залегания поверхности М изменяется от 35 до 56 км по широте и от 42 до 56 км по простиранию Урала. Граничные скорости вдоль границы М, выдерживаясь на больших интервалах профилей, скачками изменяются от 7,8 до 8,2 км/с. Ниже границы М устанавливается слоистость верхней мантии и ее "нарушенность" в эвгеосинклинальной зоне.

Для верхов мантии эвгеосинклинальной зоны характерны относительно пониженные скорости (8,0 км/с) и наличие переходного слоя мощностью от 2 до 10 км и более. Наиболее низкие скорости в мантии наблюдаются у границ блоков, отвечающих крупным погружениям.

Поверхность "гранулит-базитового" слоя сейсмически выражена нечетко из-за его неоднородного строения по латерали и вертикали. При общей тенденции к возрастанию скорости продольных волн и плотности в нижних горизонтах слоя могут быть выделены прослои с пониженными скоростями и плотностями (до 6,0–6,6 км/с и 2,85 г/см³ соответственно). В целом этот слой делится на две части – верхнюю (скорость 6,2–6,6 км/с и плотность 2,8–2,9 г/см³) и нижнюю (7,1–7,6 км/с и 2,9–3,05 г/см³) – очень неоднородную.

Для "гранито-гнейсового" слоя характерен наиболее дифференцированный разрез. В отличие от других регионов в верхних горизонтах этого слоя на Урале широко развиты блоки плотных основных и ультраосновных пород. По расчетам источники гравитационных и магнитных аномалий этого слоя простираются до глубин 10–15 км, а мощность изменяется от 2–3 до 22 км.

Используя параметрический подход [1, 2], опирающийся на статистические методы и теорию фильтрации, к анализу гравитационного и магнитного полей и материалы сейсмометрии, выполнена типизация разрезов земной коры Урала с учетом мощности, строения, состава, соотношения "гранито-гнейсового" и "гранулит-базитового" слоев. Это позволило выделить в пределах Уральской складчатой системы с запада на восток Западную, Центральную и Восточную области, значительно различающиеся по типу строения земной коры (рис. 1).

З а п а д н а я о б л а с т ь, включающая Предуральский краевой прогиб и миогеосинклинальную область, имеет параметры и строение коры континентального типа с хорошо выраженным архейско-нижнепротерозойским кристаллическим фундаментом и повсеместным развитием "гранито-гнейсового" слоя. Для нее устанавливается мощность земной коры 36–42 км, "гранулит-базитового" слоя – от 15 до 25 км, коэффициент основности 0,3–0,7. Характерны увеличение до 20–25 км мощности "гранито-гнейсового" слоя и сравнительно низкая нарушенность коры, степень которой возрастает к востоку. Древний фундамент представляет собой глубоко метаморфизованную часть разреза "гранито-гнейсового" слоя. В пределах области можно выделить внутрикратонный, перикратонный и рифтогенно-авлакогенный подтипы коры. Первый из них свойствен платформам, второй приурочен к зонам перикратонных прогибов, а третий характеризует переходную зону между мио- и эвгеосинклиналью (зона деструкции земной коры).

Ц е н т р а л ь н о й о б л а с т и, отвечающей в целом эвгеосинклинальной зоне, на всех профилях ГСЗ соответствует погружение поверхности М до 55–56 км, появление переходного слоя мощностью до 10 км и возрастание вертикальных размеров до 45 км "гранулит-базитового" слоя. По принадлежности к единой зоне высоких значений силы тяжести в эту область включаются выступы древнего основания (Тараташский, Уфалейский, Харбейский и др.). В разрезе слоя, который выделяется как "гра-

Рис. 1. Схема районирования Урала по типам глубинного строения земной коры

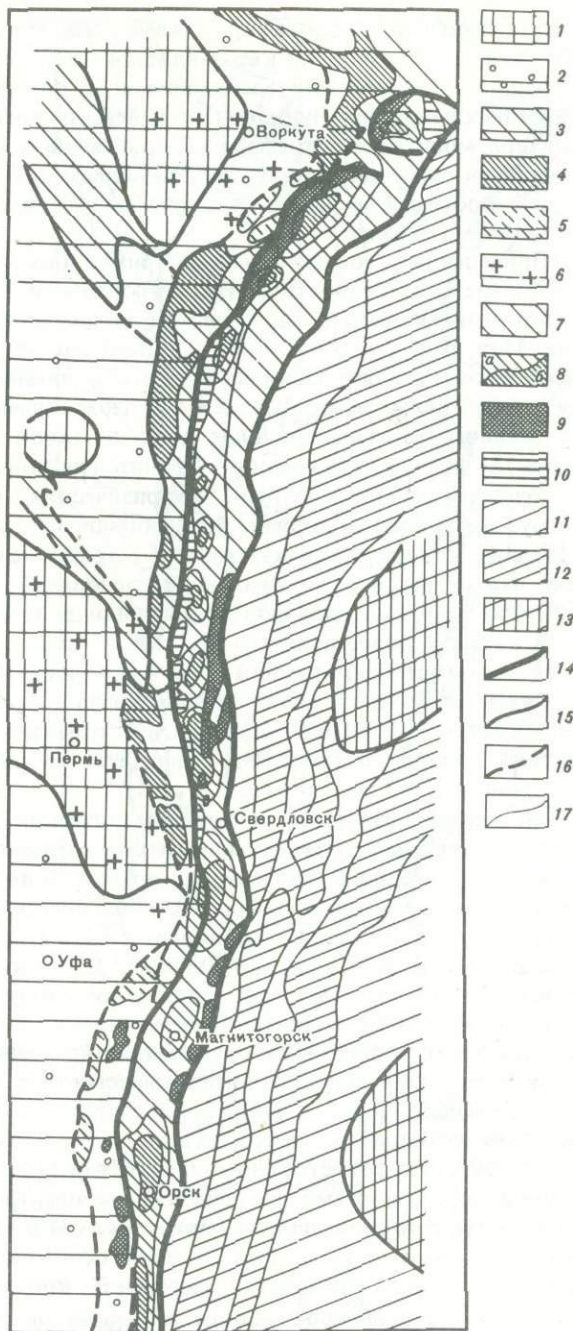
1-3 — область с корой континентального типа и ее внутрикратонного (1), перикратонного (2) и авлакоген-рифтогенного (3) подтипов; 4, 5 — рифтогенные комплексы: 4 — выходы на поверхность, 5 — перекрытые зоны; 6 — поднятия кристаллического фундамента Русской платформы; 7 — область с корой квазиостроводужного типа; 8 — участки поднятия "гранулит-базитового" слоя: а — склоновые, б — апикальные части; 9, 10 — крупные блоки и выступы меланократового основания эвгеосинклинали: 9 — дунит-гардбургитовой, 10 — дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциаций; 11 — область с корой субконтинентального типа; 12 — участки повышенной мощности вулканогенно-осадочного слоя; 13 — поднятия фундамента Западно-Сибирской плиты и Казахстана; 14-17 — границы: 14 — типов коры, 15 — подтипов коры, 16 — перекрытых участков, 17 — отдельных структурных зон

нито-гнейсовый", широко развиты вулканы основного состава мощностью до 8-12 км.

Таким образом, земная кора области характеризуется увеличенной мощностью, резким воздыманием поверхности "гранулит-базитового" слоя и увеличением его мощности, повышенным коэффициентом основности в пределах 0,7-1,0 и наличием меланократового основания. В современном океане кора подобного типа устанавливается в районе основных дуг Больших Антильских островов [5, 7]. В связи с этим кора Центральной области может рассматриваться как квазиостроводужная.

Восточная область охватывает структуры, расположенные восточнее Тагило-Магнитогорского погружения. Земная кора этой области по своим параметрам близка к континентальной с развитым "гранито-гнейсовым" слоем. Вместе с тем она характеризуется нестабильностью и контрастностью строения. В пределах области широко развиты блоки с интенсивным проявлением гранитных интрузий с вертикальными размерами 6-12 км и развитием гранито-гнейсовых комплексов. Отрицательные структуры здесь представляют собой наложенные на сиалическое основание сравнительно маломощные вулканические трого, имеющие глубину не более 6 км.

Предполагается, что кора формировалась на ранних этапах в условиях деструкции, а на более поздних — тектонического сжатия. В процессе образования структур участвовали как блоки древней коры, претерпевшие регенерацию, так и блоки ранне-



геосинклинальных отложений, захваченных метаморфизмом и гранитизацией. Таким образом, по генезису эта кора является гетерогенной, ее верхняя часть сложена вулканогенно-плутоническими ассоциациями и осадочными накоплениями в пределах наложенных депрессий. Вулкано-плутонические комплексы по составу и условиям формирования могут быть отнесены к образованиям краевых одноименных поясов [3]. По характеру строения кора Восточной области отнесена к субконтинентальной гетерогенной. Геологические данные в целом согласуются с предложенной типизацией разрезов земной коры Урала.

Приведенные геофизические материалы и их геологическая интерпретация позволяют рассмотреть особенности связи региональной и локальной металлогении Уральской складчатой системы с глубинным строением земной коры и частично верхней мантии. При этом следует отметить, что в настоящее время применяются разные принципы такого анализа. Одни исследователи считают, что имеется непосредственная корреляционная связь между отдельными параметрами земной коры, типами и масштабами эндогенного оруденения. Чаще всего за такой параметр принимается мощность или характер погружения границы "гранито-гнейсового" слоя. Другие исследователи предпочтение отдают морфологии "геофизических" границ и другим элементам. По-видимому, эти принципы должны быть дополнены с учетом того, что земная кора является историко-геологической категорией. Ее современное строение и особенно количественные параметры, как показывают исследования [9], не полностью отвечают строению и параметрам коры эпох формирования рудных концентраций.

В качестве более приемлемого метода следует считать анализ, в котором сочетается современное строение земной коры и история ее формирования.

Связь эндогенной металлогении Урала со строением земной коры целесообразно рассмотреть на примере соотношения оруденения разных формаций с физическими полями, общими параметрами геофизических слоев и типами коры, учитывая историю их развития.

Анализ геофизических и металлогенических данных позволяет установить определенные соотношения между элементами гравитационного и магнитного полей и размещением эндогенного оруденения, причем более отчетливы такие связи в крупных рудных узлах и рудных полях. Это объясняется тем, что эндогенное оруденение региона в значительной части ассоциирует с магматическими комплексами и зонами их регионального и локального проявления. Этими комплексами и создаются региональные и локальные элементы гравитационных и магнитных полей. С зонами проявления магматических и метаморфогенно-магматических комплексов связаны на Урале практически все типы эндогенного оруденения, имеющие основное промышленное значение, прежде всего хромитовое, титаномангнетитовое, медноколчеданное, скарново-магнетитовое, расположенные в разных количественных соотношениях в Западной, Центральной и Восточной областях (рис. 2).

В результате сопоставления схемы изоглубин до опорных сейсмических границ в земной коре с картами распределения концентраций эндогенного оруденения (рис. 3) выясняется, что морфология поверхности М частично совпадает со структурно-формационными зонами Уральской системы, особенно в пределах центральной и северной частей Восточной области. Поверхность кровли "гранулит-базитового" слоя также отражает эту особенность. В то же время она воздымается в пределах Центральной области, а строение самого слоя отвечает биклиальной форме с максимальной мощностью под Тагило-Магнитогорским погружением.

Сопоставление характера размещения эндогенного оруденения разных формационных типов с морфологией поверхности М показывает отчетливую приуроченность оруденения фемического профиля, прежде всего хромитового, титаномангнетитового и медноколчеданного, к зонам ее максимального погружения и подъему поверхности "гранулит-базитового" слоя. Скарново-магнетитовое оруденение также тяготеет к таким зонам, однако колебание мощности земной коры в отношении этого типа оруденения имеет в целом большую амплитуду. В свою очередь, максимальные концентрации

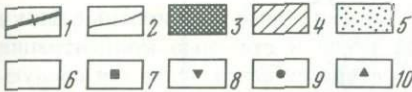
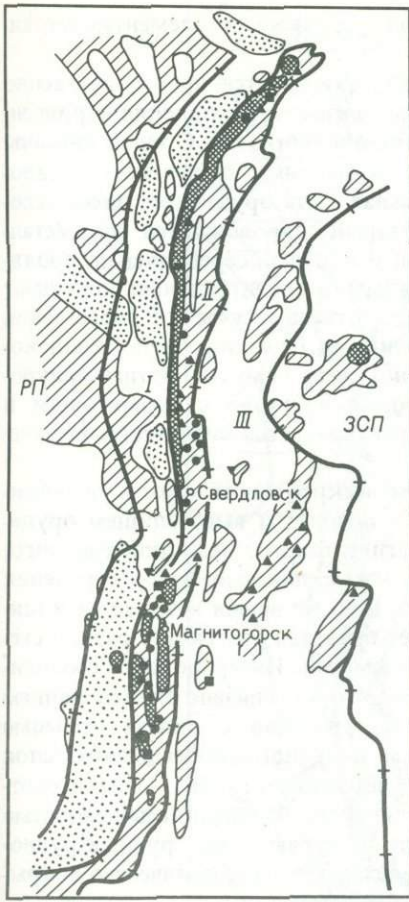


Рис. 2. Схема размещения рудных узлов эндогенного оруденения в гравитационном поле Урала
 1 – границы: РП – Русской платформы, ЗСП – Западно-Сибирской плиты; I–III – Уральская складчатая система (I – Западная, II – Центральная, III – Восточная области); 2 – контуры локальных аномалий; 3 – интенсивно повышенные локальные аномалии (Уральский супермаксимум); 4 – повышенные локальные аномалии; 5 – отрицательные локальные аномалии; 6 – зоны небольших значений локальных аномалий разного знака; 7–10 – оруденение: 7 – хромитовое, 8 – титаномагнетитовое, 9 – медноколчеданное, 10 – скарново-магнетитовое

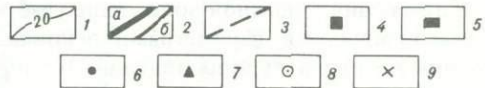
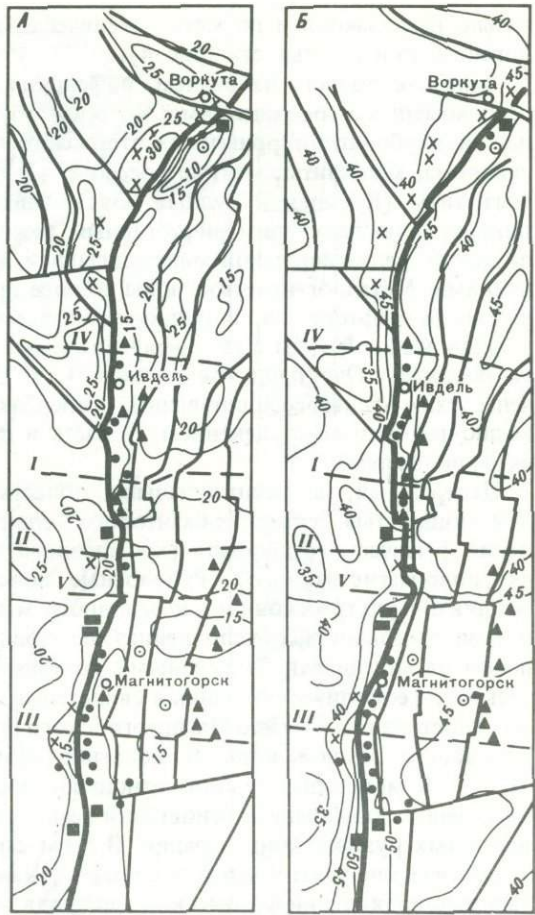


Рис. 3. Схема соотношения эндогенного оруденения с изоглубинами базальтового слоя (А) и поверхности М (Б) на Урале

1 – изоглубины; 2 – Главный Уральский разлом (а) и границы структурных зон (б); 3 – опорные профили ГСЗ (I – Красноуральский, II – Свердловский, III – Темиртау-Куйбышевский, IV – Северо-Сосьвинский, V – Асбестовский); 4–9 – оруденение: 4 – хромитовое, 5 – титаномагнетитовое, 6 – медноколчеданное, 7 – скарново-магнетитовое, 8 – меднопорфировое, 9 – полиметаллическое

скарново-магнетитового оруденения по отношению к кровле "гранулит-базитового" слоя в основном тяготеют к участкам его приподнятого положения.

Металлогенические особенности Уральской провинции проявляют тесную связь с типами земной коры по характеру глубинного разреза. Количественные и качественные сопоставления показывают, что Западная, Центральная и Восточная области, различающиеся по типам строения земной коры и истории ее формирования, значи-

тельно различаются и по металлогеническому профилю, а также по элементам металлогенической зональности (рис. 4).

Западная область на раннем, рифейском, этапе характеризуется преимущественно осадочными месторождениями, которые обусловлены режимом накопления терригенных и карбонатно-терригенных отложений в условиях авлакогенеза. С ними связаны сидериты, магнезиты, мелкие россыпи, а с редкими габбровыми интрузиями — титаномагнетиты (Кусинский рудный пояс). Однако основная фаза оруденения здесь ассоциирует с последующим рифтогенным режимом, который сопровождался полиметаллической, редкометальной минерализацией, баритовыми и золото-серебряными проявлениями. Металлогенические зоны с более продуктивными концентрациями совпадают с зонами рифтогенеза, а рудно-магматическим узлам отвечают участки пересечения меридиональной зоны с ее северо-западными ответвлениями (западная часть Ляпинского поднятия, Оче-Нырское поднятие). К Центрально-Уральскому поднятию приурочены также дифференцированные гипербазит-габбровые интрузии с хромитовым и медно-никелевым оруденением. Область в целом характеризуется сиалически-фемическим профилем.

Центральная, эвгеосинклинальная, область с ее фемическим типом коры и увеличенной мощностью "гранулит-базитового" слоя является основным месторождением фемического профиля (хромитового, титаномагнетитового, медноколчеданного, скарново-магнетитового). Рудоносные пояса совпадают с поясами распространения продуктов ультраосновного и основного магматизма. В то же время намечается и широтная зональность, обусловленная чередованием в ее пределах участков с разной степенью насыщенности эндогенными полезными ископаемыми. Интерпретация геологических и геофизических данных свидетельствует о том, что это связано с чередованием по простиранию Тагило-Магнитогорского погружения участков с разной степенью основности земной коры и косвенно с мощностью вулканогенно-осадочного слоя [6, 7]. В металлогеническом отношении участки "гранулит-базитового" слоя и соответственно повышенной основности земной коры отличаются большей насыщенностью вскрытых рудных концентраций. В этом смысле они выступают как крупные рудно-магматические узлы и чередуются с участками, в пределах которых количество вскрытых рудопроявлений фемического профиля резко уменьшается.

В эвгеосинклинальной зоне такие участки в совокупности образуют широтные блоки с изменяющимися параметрами основности земной коры и степени концентрации месторождений и рудопроявлений. В направлении с севера на юг выделяются следующие блоки.

1. Войкаро-Щучинский, для которого характерно кольцевое строение земной коры. В его пределах развиты рудоносные комплексы с хромитовым, титаномагнетитовым, скарново-магнетитовым и медно-порфировым оруденением. В северной Щучинской структуре поднятие "гранулит-базитового" слоя заметно смещено к ее южной части, где известно и наибольшее число рудопроявлений. Войкарская структура отличается более обширным выступом этого слоя, с протяженной зоной которого связаны многочисленные проявления хромитовых, медно-порфировых и медно-полиметаллических руд.

2. Сосьвинский блок имеет линейный характер и сходную с Войкаро-Щучинским блоком металлогеническую специализацию. Закономерности размещения оруденения определяются здесь в основном элементами погружения "базальтового" слоя и возрастом мощности вулканогенно-осадочного слоя.

3. Ивдельский, как и примыкающие к нему в южном направлении Кытлымский и Тагильский блоки, отличаются концентрацией промышленных месторождений, локализуемых в пределах зон поднятия "гранулит-базитового" слоя и повышенной основности земной коры. В целом система этих блоков отвечает крупной полосе со значительными концентрациями оруденения фемического профиля.

4. Учалинско-Магнитогорский блок по своему положению отвечает северной части Магнитогорского погружения. Его центральной части свойственно развитие медно-

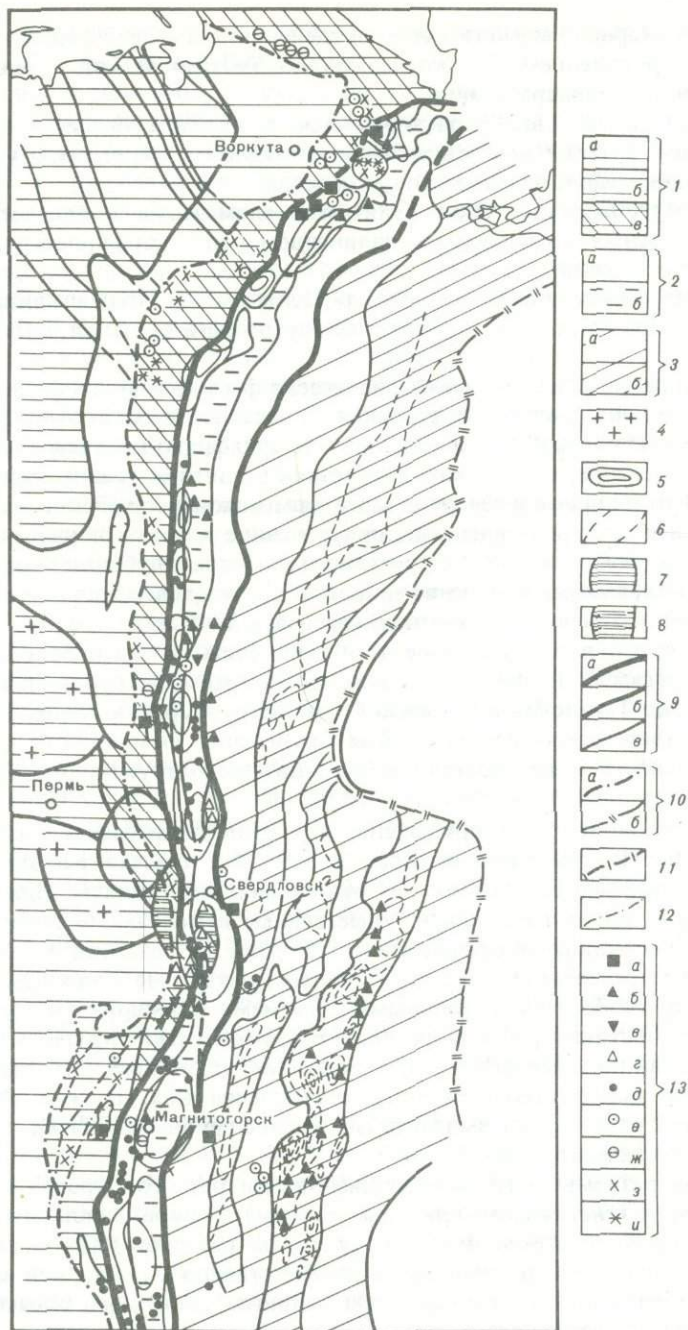


Рис. 4. Схема размещения эндогенного оруденения относительно типов земной коры Урала

1 – область с континентальным типом коры и ее внутрикратонным (б), перикратонным (а) и рифтогенным (в) подтипами; 2 – область с квазиостроводужным типом земной коры и ее Западной и Восточной (а) и Центральной (б) зоны; 3 – область с субконтинентальным типом земной коры и ее зоны с умеренной (а) и повышенной (б) мощностями вулканогенно-осадочного слоя; 4 – поднятия кристаллического фундамента; 5 – изомагнитности поднятий базальтового слоя Центральной области; 6 – изомагнитности вулканогенно-осадочного слоя Восточной области; 7 – блоки древней коры в Центральной области; 8 – краевые аллохтоны Западной области; 9 – границы типов (а), подтипов (б) и зон (в) земной коры; 10 – западная (а) и восточная (б) границы складчатого Урала; 11 – граница зоны развития тяжелых блоков докембрийской коры в Центральной области; 12 – рифтогенные разломы в зоне влакогенной коры; 13 – оруденение: а – хромитовое, б – титаномагнетитовое, в – скарново-магнетитовое, з – железистых кварцитов, д – медноколчеданное, е – медно-порфиоровое, ж – медно-никелевое, з – полиметаллическое, и – редкометальное

колчеданного и скарново-магнетитового оруденения, а для периферии вместе с медно-колчеданным проявлением — колчеданно-полиметаллической, медно-порфировой и полиметаллической минерализации.

5. Сибайско-Орский блок характеризуется в целом субмеридиональной зональностью, которая сочетается с образованием рудно-магматических узлов, содержащих концентрации медноколчеданного оруденения.

6. Западно-Мугоджарский блок отличается элементами кольцевого размещения рудных и рудоносных комплексов с появлением медно-порфирового и прожилково-вкрапленного оруденения.

Широтная металлогеническая зональность Центральной эвгеосинклинальной области связана, таким образом, с особенностями ее внутреннего строения, в том числе глубинного.

Восточная область в целом имеет сиалическо-фемический профиль металлогении, что связано с неоднородностью ее строения. В западной части этой области проявлено полиметаллическое, медно-порфировое, золото-сульфидно-кварцевое, золото-полиметаллическое оруденение, а в блоках с широким развитием гранитоидов также и редкометальное. В то же время в северной части Тюменско-Кустанайского прогиба выявлено скарново-магнетитовое оруденение, приуроченное к зонам повышенной мощности вулканогенно-осадочного слоя. Гетерогенное строение глубинных разрезов земной коры этой области, а также изменение ее состава по латерали обусловили, по-видимому, и металлогеническую специализацию отдельных частей области.

Тип земной коры, в первую очередь ее основность, в значительной мере определяет металлогенический профиль отдельных частей Уральской провинции. В этом аспекте резкое отличие Тагило-Магнитогорской мегаструктуры по характеру глубинного строения и соответственно по масштабам оруденения фемического ряда подчеркивает ее уникальность и несопоставимость с другими структурами Урала, содержащими продукты основного магматизма.

В размещении эндогенного оруденения на Урале значительная роль принадлежит разломным деформациям регионального плана. Они обычно рассматриваются как глубинные субвертикальные магмо- и рудоподводящие каналы. Однако в их трактовке в последнее время наметились существенные изменения. В первую очередь это относится к геосинклинально-складчатым системам, в развитии которых наряду с вертикальными определенную роль играют горизонтальные движения. В ходе этих движений наряду с собственно глубинными разломами формируются глубинные надвиговые и сдвиговые структуры, а также зоны швов сочленения крупных блоков земной коры, которые, как показывает анализ, не имеют металлогенического значения.

На основании анализа геологических и геофизических, прежде всего сейсмических, данных на Урале можно выделить следующие группы региональных дислокаций с разной металлогенической ролью.

1. Глубинные разломы и глубинные дислокации разного уровня проникновения в земную кору и генетической природы, которые в современной структуре геосинклинально-складчатой системы отвечают границам разделов блоков земной коры с разными типами глубинного строения и соответственно с различной металлогенией. Этому отвечают сложно построенные зоны надвигов восточного обрамления Тагило-Магнитогорской мегаструктуры.

2. Системы глубинных разломов, связанные с режимом эпиконтинентального рифтогенеза и рифтогенной палеозойской активизации, контролирующие размещение рудоносных и рудовмещающих комплексов этого режима, — разломы Зюраткульский, Сарановский, Вишерский и др. в пределах Центрально-Уральского поднятия.

Выделенные типы глубинных разломов играют существенную роль в локализации эндогенного оруденения Урала. Наиболее доказательна роль рудоконтролирующих и рудовмещающих разломов этапа ранней деструкции земной коры, связанных с рифтогенезом. К ним относятся региональные разломы Западной области, а также зоны

Главного Уральского разлома. Эти разломы вмещают интрузивные рудоносные комплексы (Жусинский, Сарановский, Вишерский).

Следующая группа разломов, по существу, является границами металлогенических зон разного типа и частично может иметь рудолокализирующую роль.

3. Системы разломов северо-западных трансформных виргаций эпиконтинентального рифтогенеза, расчленяющие восточную окраину Восточно-Европейской платформы и отвечающие Тиманскому направлению, направлению Печорского Вала, Пай-Хойскому.

4. Глубинные дислокации, ограничивающие эвгеосинклинальные палеовулканические зоны разного возрастного диапазона и иногда являющиеся глубинными надвижками, — Тагильский, Восточно-Ирендыкский.

5. Системы тектонических швов, по которым граничат блоки древней континентальной коры между собой или с дислоцированными палеозойскими отложениями, — Режевский, Берлинский, Джитогоринский, Старокарабутацкий и др.

6. Глубинные разломы, ограничивающие системы наложенных вулканотектонических и тектонических депрессий, — Троицкий, Ливановский и др.

7. Глубинные субгоризонтальные срывы в основании крупных блоков и внутри слоев земной коры, предполагаемые по геофизическим данным, — сдвиги в основании Уфалейского и Салдинского блоков, внутри Тараташского выступа.

8. Границы мезозойских грабенов, контролирующих крупные мульды.

9. Трансструктурные разломы постгеосинклинального этапа, пересекающие все структурные зоны Урала и его платформенное обрамление, — Байдарацкий и др.

10. Кольцевые и дугообразные разломы разной геологической природы и масштаба, которые выделяются по геокосмическим данным и морфоструктурному анализу.

По геологическим и геофизическим данным, Уральская складчатая система подразделяется, таким образом, на Западную, Центральную и Восточную области, различающиеся по типу глубинного строения земной коры. Соответственно устанавливается, что областям с разным типом строения земной коры свойственны определенный тип металлогенической специализации, а также элементы глубинного строения, проявляющие связь с размещением эндогенного оруденения.

Для Западной области с континентальной корой характерно сочетание сидерофильного и литофильного профиля металлогенической специализации. Центральная область с квазиостроводужной корой имеет ярко выраженный халькофильный профиль минерализации, а Восточная область с гетерогенной субконтинентальной корой отличается сложным сочетанием халькофильно-сидерофильного и литофильного типов минерализации.

Полученные результаты анализа связи металлогении с глубинным строением в пределах Урала показывают, что тип строения земной коры и верхней мантии характеризует главным образом крупные металлогенические подразделения (провинции, субпровинции, области), позволяя уточнять их границы и соотношение с соседними областями. Для характеристики структурно-металлогенических подразделений более высокого порядка (металлогенических мегазон, зон, рудных поясов и узлов) и их прогнозной оценки основное значение имеют, в свою очередь, особенности глубинного строения верхних частей земной коры, в большей степени сохраняющие особенности ее состава и строения этапа формирования рудных концентраций.

В пределах выделенных металлогенических областей с разным типом глубинного строения и формирования земной коры в качестве прогнозно-поисковых выступают разные и резко отличающиеся элементы глубинного строения: а) в Западной области большая часть эндогенного оруденения тяготеет к зонам развития рифтогенного подтипа земной коры, а в их пределах к участкам повышенной деструкции земной коры, связанной с процессами эпиконтинентального рифтогенеза и полиэтапной рифтогенной активизации; б) в Центральной области заметную роль играют мощность "базальтового" слоя и положение его верхней границы, а также степень основности

коры, сегменты повышенных и пониженных значений которой отвечают, по-видимому, зонам с разной полнотой развития эвгеосинклинального вулканогенно-осадочного разреза и насыщенности колчеданным оруденением; в) в Восточной области продуктивность для нижнего металлогенического этажа связана с составом древних блоков и степенью их гранитизации, выражающейся в увеличении мощности "гранито-гнейсового" слоя, а для верхнего, специализированного на скарново-магнетитовое и медно-порфировое оруденение, — преимущественно с мощностью вулканогенно-осадочного слоя и частично с увеличением мощности "гранулит-базитового" слоя.

Выявленная связь значительной по продуктивности на оруденение фемического профиля Тагило-Магнитогорской металлогенической мегазоны с квазиостроводужным типом земной коры является основанием рассматривать этот признак, с одной стороны, как один из определяющих для выделения таких структур, а с другой — для оценки их наличия в других провинциях.

Выделенные особенности связи состава и закономерностей размещения полезных ископаемых с особенностями глубинного строения земной коры широко используются при металлогеническом анализе Урала. В то же время сами принципы требуют дальнейших теоретических и практических исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берлянд Н.Г. О возможности автокорреляционного анализа при изучении структуры гравитационного поля. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 1, с. 68–78.
2. Берлянд Н.Г. Математические методы интерпретации геомагнитного поля. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 5, с. 96–112.
3. Дымкин А.М., Нечеухин В.М., Пучков В.Н., Ферштатер Г.Б. Соотношение орогенной металлогении с ранними стадиями развития складчатых систем и проблема связи варисцид Тянь-Шаня и Урала. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1981, т. 13, с. 50–56.
4. Клаушин И.Г. Интерпретация Урало-Африканской аномалии в геодинамическом аспекте. — В кн.: Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980, с. 57–64.
5. Марков С.М., Соловьев И.А. Глубинное строение земной коры, островных дуг и альпийской складчатой области. — Геотектоника, 1979, № 1, с. 64–78.
6. Рыбалка В.М. Использование данных о глубинном строении земной коры для мелкомасштабного прогнозирования. — Разведка и охрана недр, 1976, № 8, с. 31–37.
7. Семенов Б.Г., Ананьева Е.М., Екидина Н.Г. и др. О глубинной структуре земной коры Урала и прилегающих к нему территорий. — Геотектоника, 1983, № 4, с. 37–47.
8. Шейн В.С., Иванов С.С., Клещев В.Е. и др. Тектоника Кубы и шельфа. — Сов. геология, 1978, № 2, с. 104–109.
9. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Войкарский вулканоплутонический комплекс. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984, 160 с.

ТИПЫ КОЛЧЕДАНОНОСНЫХ РАЙОНОВ МАГНИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ В СВЯЗИ С ЕГО ГЛУБИНЫМ СТРОЕНИЕМ

Магнитогорский мегасинклиорий — основная колчеданосная структура Южного Урала — может служить эталоном фемических эвгеосинклиналей. Его слагают геосинклинальные существенно вулканогенные (О—D₃) и более поздние вулканогенно-осадочные и осадочные (D₃—C₂) формации. Глубинное строение этой структуры выяснилось путем гравиметрических, магнитометрических и сейсмических исследований [1, 6, 7, 17]. Типизация колчеданосных районов проводилась на формационной основе с учетом их глубинного строения [5, 9, 16]. Разработанные М.Б. Бородаевской и А.И. Кривцовым с соавторами [16] принципы формационного анализа и систематика рудных районов сохраняют основополагающее значение и сегодня. Ими предложено "в качестве основного принципа прогнозирования колчеданных руд рассматривать структурно-формационное районирование" на период рудообразования [16, с. 13–14]. Вместе с тем при геологической интерпретации геофизических данных и при попытках на их основе систематизировать рудные районы недостаточно учитывалось то положение, что земная кора в значительной мере создавалась в процессе геосинклинального развития и впоследствии существенно видоизменялась. Прямое приложение конкретных сведений о современном строении рудных районов к анализу палеообстановок рудообразования содержит противоречие, а созданные таким путем систематики нередко включают случайные элементы.

При прежних построениях использовалась преимущественно геофизическая модель [7], согласно которой двум бортам мегасинклиория с максимальными положительными значениями поля силы тяжести отвечали самостоятельные эвгеосинклинальные прогибы, а отрицательная гравиметрическая аномалия в осевой зоне связывалась с небольшой мощностью осадочных толщ (4–6 км), залегающих на приподнятом блоке кристаллического фундамента.

Фактической основой предлагаемой статьи являются результаты палеовулканологических исследований, проведенных в лаборатории палеовулканологии и металлогении ИГ БФАН СССР [12–14], и объемное геолого-геофизическое картирование мегасинклиория, выполненное на базе трансформации гравиметрических и магнитных полей в Башкирской геофизической экспедиции ПГО "Башкиргеология". Рассматриваемая нами модель глубинного строения мегасинклиория строилась с использованием новых данных: 1) по серии сейсмических профилей, выполненных методами МОВ (ПГО "Башкиргеология") и ОГТ (общие глубинные точки) (трест "Башнефтегеофизика"), дающих информацию соответственно до глубин 5–7 и 10–15 км; 2) по глубоким (до 4,0–5,5 км) нефтепоисковым скважинам, пройденным в Центрально-Магнитогорской зоне на широте южной части Баймакского района, что позволило уточнить структуру зоны, плотностные характеристики пород и провести более обоснованные количественные расчеты по гравиразведке; 3) по продольному профилю ГСЗ (Нижний Тагил—Свердловск—Сибай), отработанному Баженовской экспедицией к 1984 г. Переинтерпретация данных грави- и магниторазведки осуществлялась по новой методике, согласно которой локальные аномалии дают информацию о плотностных блоках только до глубин 10 км независимо от увеличения радиуса осреднения.

Магнитогорский мегасинклиорий от граничащих с ним структур — Уралтауского антиклинория и Восточно-Уральского поднятия — отчетливо отделяется повышенными гравитационным и магнитным полями, более высокими скоростями распространения упругих волн, что связано с резкими отличиями состава и плотностных характеристик выполняющих его пород по сравнению с породами обрамления. Внутри мегасинкли-

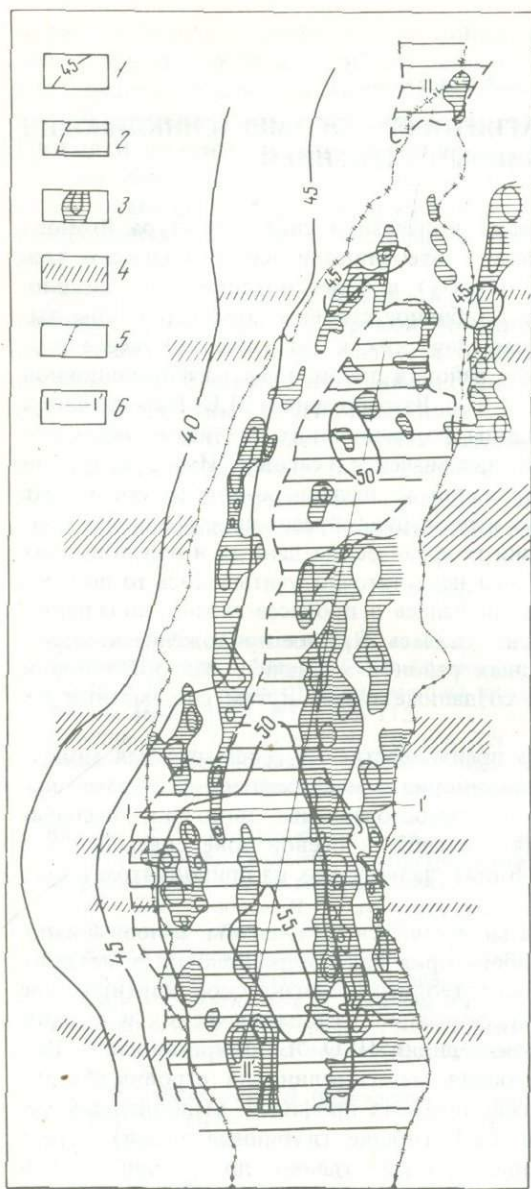


Рис. 1. Геофизическая схема Магнитогорского мегасинклиория (по А.А. Цветковой, В.И. Решетниковой, М.Е. Вавилову)

1 — изолинии мощности земной коры (в км); 2 — осредненные положительные аномалии силы тяжести ($R_{\text{ср}} = 30$ км); 3 — локальные положительные аномалии силы тяжести ($R_{\text{ср}} = 10$ км) и их эпицентры; 4 — широтные дислокации (в мегасинклиории не показаны); 5 — границы Магнитогорского мегасинклиория; 6 — линии разрезов, изображенных на рис. 2, 3

нория поле силы тяжести, как известно [7], характеризуется максимальными положительными значениями на западном и восточных бортах и отрицательной аномалией в центральной части (рис. 1, 2). Положительные аномалии обусловлены эффектом избытка масс, создаваемых базальтоидными геосинклинальными формациями, имеющими суммарную мощность до 20 км (см. рис. 2). По данным ГСЗ, мощность земной коры составляет в мегасинклиории 42–55 км, а в структурах обрамления — 42–43 км (см. рис. 1). Кора мегасинклиория разделяется на верхнюю, резко градиентную и нижнюю более однородную части (см. рис. 2). Высокоградиентная часть коры по физическим свойствам близка к "гранито-метаморфическому" слою и интерпретируется как новообразованная континентальная кора, сформированная в процессе геосинклинальной эволюции региона. Нижняя часть коры, отвечающая "гранулитобазитовому" слою по оценке Б.Г. Семенова, сделанной на основании обобщения материалов ГСЗ по Свердловскому, Красноуральскому и Темиртау-Куйбышевскому профилям, имеет среднюю плотность в основном $3,38 \text{ г/см}^3$. В центральной части струк-

туры на глубинах 25–35 км фиксируется куполовидный подъем пород. Верхняя часть купола имеет несколько пониженную плотность ($3,11 \text{ г/см}^3$) и отделена от подстилающего субстрата прерывистым отражающим горизонтом, что, вероятно, свидетельствует о существовании там фрагментов метаосадочных пород. Кровля разуплотненной линзы не имеет резкой границы, в связи с чем раздел К в мегасинклиории отчетливо не фиксируется (см. рис. 2). Этот раздел должен интерпретироваться как условная граница осредненных плотностных масс, примерно совпадающая с нижней поверхностью высокоградиентного комплекса пород. Раздел К (в таком его понимании) залегает на глубинах от 10–18 км в осевой зоне мегасинклиория, до 30–35 км на его бортах, воздымаясь над областью погружения поверхности М, что в целом обуславливает значительное увеличение мощности "гранулитобазитового" слоя коры. Таким

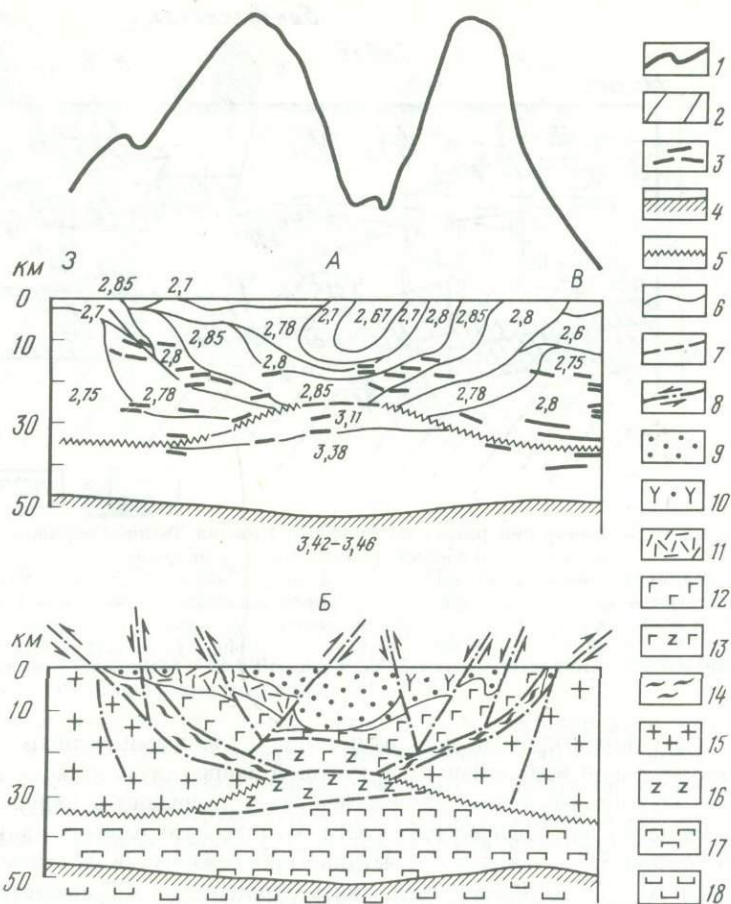


Рис. 2. Геолого-геофизический разрез Магнитогорского мегасинклиория по линии I-I' (см. рис. 1, по профилю Куйбышев-Темиртау)

А - качественное распределение аномалеобразующих плотностных масс и геофизический разрез (по А.А. Цветковой, с привлечением материалов Б.А. Хрычева); Б - геологическая интерпретация (по И.Б. Серавкину); 1 - наблюдаемая кривая Δg с плотностью промежуточного слоя $2,3 \text{ г/см}^3$ (в условном уровне); 2 - значения плотностей блоков пород; 3 - отражающие горизонты; 4 - разрез М; 5 - разрез К; 6 - границы разноплотностных блоков и геологических образований; 7 - постепенные границы; 8 - разломы и направления перемещений; 9 - осадочные и вулканогенно-осадочные формации (D_3-C_2); 10 - вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы (C_1); 11-13 - геосинклинальные базальтоидные формации (S_2-D_3): 11 - дифференцированного, 12 - существенно базальтового, 13 - габбро-базальтового состава; 14 - серпентинитовый меланж; 15 - гранито-гнейсовый слой коры (кристаллический фундамент); 16, 17 - гранулитобазитовый слой коры (метаморфизованные породы офиолитовой ассоциации): 16 - пониженной, 17 - повышенной плотности; 18 - вещество верхней мантии

образом, на глубинах 15-50 км Магнитогорский мегасинклиорий представляет собой единую структуру, в которой аномалеобразующие массы сконцентрированы вдоль ее оси (см. рис. 1, 2). Отчетливое разделение на Западно-, Центральную и Восточно-Магнитогорскую зоны начинается выше глубины 10 км.

Отрицательная аномалия Δg в осевой зоне мегасинклиория, по нашей модели, объясняется глубокой синклиналью, выполненной каменноугольными формациями (см. рис. 2). Ранее залегание пород считалось здесь пологим, но данные по глубоким нефтепоисковым скважинам заставили изменить эти представления. По материалам С.Г. Морозова и Т.В. Ивановой, а также И.А. Тагирова [15], к востоку от Западно-Кизильского разлома, имеющего западное падение, известняки кизильской и уртызм-



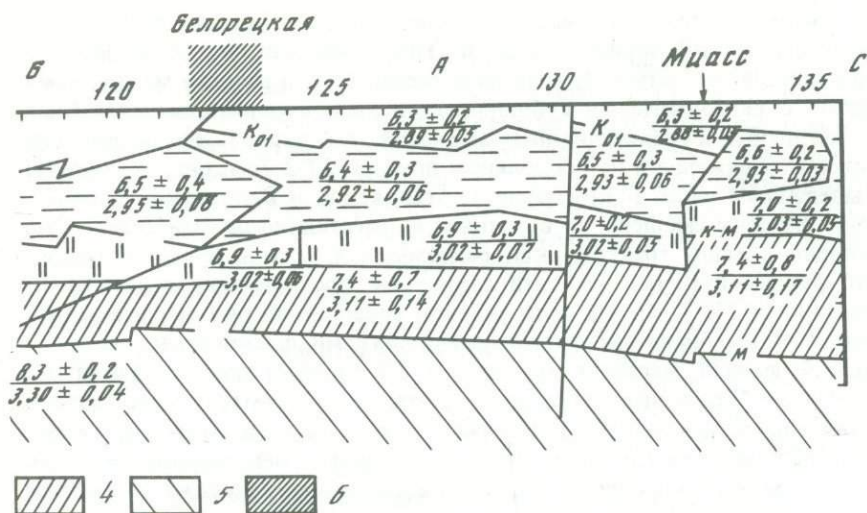
Рис. 3. Продольный геофизический разрез по профилю Нижний Тагил—Свердловск—Сибай (южная часть), по данным Баженовской экспедиции

1 — вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные формации палеозойской геосинклинали; 2 — комплекс основания уралид; 3 — глубинный коровый комплекс (протогора); 4 — переходная зона между корой и верхней мантией; 5 — верхняя мантия; 6 — широтные геолого-геофизические дислокации; K₀₁, K₂, K—M, M — геофизические разделы; цифры (в контурах геофизических блоков): в числителе — скорости упругих волн, в знаменателе — средние плотности пород

ской свит вместе с терригенными и вулканогенно-осадочными толщами березовской свиты образуют крупную изоклираль, ось которой запрокинута на восток, а западное крыло частично срезано разломом. В лежачем боку разрывного нарушения породы круто падают на запад параллельно плоскости разлома, что надежно фиксируется по скважинам до глубин 5,5 км и далее отчетливо прослеживается на сейсмических профилях до глубин 10–12 км. Кроме того, связь отрицательной гравиметрической аномалии с указанной структурой подтверждается уменьшением интенсивности аномалии к югу, соответствующим сокращению зоны развития каменноугольных формаций.

В поперечном разрезе мегасинклиний имеет трогообразное строение (см. рис. 2). Западной его границей служит Главный Уральский разлом, представленный зоной серпентинитового меланжа. Поверхность кристаллического фундамента и тела серпентинитов, по наблюдениям в обнажениях, скважинах и по сейсмическим данным, падают на восток под углами 45–60°, выполаживаясь с глубиной до 25–35°. По гравитационному полю эта поверхность и зона серпентинитового меланжа прослеживаются к востоку в серии разрезов до 25–30 км. Далее кристаллический фундамент выклинивается, что обусловлено также подъемом раздела К, устанавливаемым по данным ГСЗ и интерпретации поля силы тяжести (см. рис. 2). Отдельные элементы пологой зоны восточного падения отмечаются глубже 50 км, пересекая все геофизические разделы и проникая в верхнюю мантию [6]. Многочисленными работами последних лет установлено, что Главный Уральский разлом является крупнейшим надвигом, по которому геосинклиальные формации перемещены с востока на запад [3 и др.].

Граница мегасинклиния с гранито-гнейсовым фундаментом Восточно-Уральского поднятия имеет сходное строение, но контакт наклонен к западу под углами от 40–45 до 30–40°. По данным геологов Челябинской ГРЭ, проводивших детальное геологическое картирование, сопровождавшееся интерпретацией геофизических данных, поверхность кристаллического фундамента полого погружается в западном направлении. Она перекрыта чехлом кембрийско-ордовикского (?) возраста, состоящим из аркозовых и кварцевых песчаников, и имеет с ним местами стратиграфические, но чаще тектонические соотношения. Зона Кацбахского, как и Главного Уральского,



разлома, представленная серпентинитовым меланжем, местами совпадает с поверхностью гранито-гнейсового фундамента, а местами расположена западнее ее. Разлом имеет, по данным МОВ, западное падение под углами $70-45^\circ$. В последнее время в восточном крыле мегасинклинория установлено надвигание геосинклинальных образований на Восточно-Уральское поднятие [11]

Рассмотренная модель глубинного строения Магнитогорского мегасинклинория (см. рис. 2) по основным элементам (симметричное трогообразное строение, постепенное выклинивание и разрыв кристаллического фундамента, куполовидное поднятие плотных масс по оси структуры и "размытость" границ в его апикальной зоне) отвечает типовой модели рифта [2], подвергнувшегося интенсивному горизонтальному сжатию.

В продольном направлении земная кора мегасинклинория неоднородна. По данным продольного профиля ГСЗ (рис. 3), выделяются три геосейсмических слоя коры различной плотности ($2,86-2,89$; $2,92-2,96$; $3,01-3,06$ г/см³) и слой, переходный между корой и верхней мантией ($3,07-3,22$ г/см³). Вместо обычных разделов поверхностей К и М, по этим данным, выявлено четыре геофизических раздела — К₀₁, К₂, К-М и М, что соответствует отмеченному нами выше отсутствию резких границ между мантией, "гранулито-базитовым" и "гранитно-метаморфическим" слоями коры в центре мегасинклинория. Сопоставляя данные по продольному профилю ГСЗ с приведенными выше данными (см. рис. 1, 2), следует отметить, что границе К в нашем ее понимании примерно отвечает на на профиле ГСЗ раздел К₀₁, а границе М — раздел К-М. Слой со средней плотностью $2,86-2,89$ г/см³, соответствующий вулканогенным, вулканогенно-осадочным и осадочным формациям палеозойской геосинклинали, не был дифференцирован, так как метод ГСЗ преимущественно дает информацию о глубинах ниже $10-20$ км. Этот слой интерпретируется нами как новообразованная гранитно-метаморфическая кора. Слой же с плотностью $2,92-2,96$ и $3,01-3,06$ г/см³ отвечают, по нашему мнению, новообразованной гранулито-базитовой коре.

По всем имеющимся данным (см. рис. 1, 3), граница М в северном направлении воздымается. Как показывают результаты гравиметрических построений (см. рис. 1), подъем основания коры происходит неравномерно. Граница М локально погружается в южной и центральной частях структуры, при этом происходит значительное увеличение мощности "гранулито-базитового" слоя на этих участках не только за счет более глубокого залегания мантии, но и за счет воздымания раздела К. Напротив, между участками с мощной корой расположены блоки с прогнутым разделом К и приподня-

той границей М. Таким образом, по общей толщине коры, ее строению и соотношениям мощностей "гранитно-метаморфического" и "гранулитобазитового" слоев мегасинклиорий расчленяется на четыре поперечных мегаблока. Границы между ними примерно совпадают с региональными субширотными дислокациями, выделяемыми по ориентировке магнитных и гравитационных аномалий (см. рис. 1). Эти дислокации получили отчетливое отображение и на продольном профиле ГСЗ (см. рис. 3). Хорошо видно, что по выделенным ранее Бакрузьянской, Агаповской и Белорецкой дислокациям геофизические разделы смещены по вертикали на расстояния до 10–15 км. Субширотные дислокации обычно трактуют как разломы или уступы допалеозойского кристаллического фундамента, так как эти структуры прослеживаются далеко за пределы эвгеосинклинали [1, 7, 8]. На палеозойской поверхности они выражены субширотными разрывными нарушениями, фаціальными уступами, флексурами.

Орско-Джусинский, южный, мегаблок (см. рис. 3, Г) обладает наиболее мощными корой (48–55 км) и ее "гранулитобазитовым" слоем (35–47 км), что отображается крупной положительной аномалией силы тяжести ($R = 30$ км), соответствующей распределению тяжелых масс на глубинах 15–20 км в центре мегасинклиория (см. рис. 1). По этим данным можно предполагать, что кристаллический фундамент в центре южного мегаблока отсутствует.

Баймакско-Кацбахский мегаблок, расположенный севернее (см. рис. 3, В), характеризуется более тонкими корой (47–48 км) и ее "гранулитобазитовым" слоем (30–35 км). По гравиметрическим данным (см. рис. 1), здесь на глубинах 15–20 км отмечаются относительно легкие массы, что можно интерпретировать как залегание под геосинклинальными образованиями пород кристаллического фундамента. Разрыв фундамента, возможно, имеет место лишь в осевой зоне мегасинклиория, о чем свидетельствует узкая положительная аномалия силы тяжести ($R = 30$ км). По данным продольного профиля ГСЗ (см. рис. 3), в этом мегаблоке по сравнению с более южным все геосейсмические слои приподняты, вместе с тем мощность нижнего слоя коры несколько уменьшена, а среднего – увеличена.

Магнитогорско-Верхнеуральский мегаблок (см. рис. 3, Б) по сравнению со смежными мегаблоками, по гравиметрическим данным, обладает увеличенной мощностью коры в целом (45–50 км) и утолщенным "гранулитобазитовым" слоем (32–36 км). По данным продольного профиля ГСЗ (см. рис. 3), он мало отличается от Баймакско-Кацбахского мегаблока. Отличия заключаются в несколько повышенной мощности и плотности (2,95 по сравнению с 2,92 и 2,93 г/см³) среднего слоя коры и пониженной мощности ее нижнего слоя (с плотностью 3,01 г/см³).

Учалинский, северный мегаблок (см. рис. 3, А) отличается, по гравиметрическим данным, наиболее тонкой корой (45–46 км) и сравнительно маломощным "гранулитобазитовым" слоем (30–35 км). По всем имеющимся данным (см. рис. 1, 3), в этом мегаблоке отмечаются наиболее высокие положения границ М и К. По результатам ГСЗ (см. рис. 3), здесь наиболее мощный средний слой коры (с плотностью 2,92 г/см³) и наименьшая мощность геосинклинальных образований. Все это позволяет предполагать наличие кристаллического фундамента на глубинах 15–20 км под геосинклинальными формациями на всей площади мегаблока.

Размещение геосинклинальных вулканогенных формаций в Магнитогорском мегасинклиории показано на рис. 4. Они образуют два полных латерально-возрастных ряда и третий – редуцированный. Каждый полный ряд состоит из базальтовой, риолитобазальтовой и андезито-базальтовой формаций. Колчеданосные контрастные и непрерывные вулканогенные комплексы нами выделяются в качестве субформаций в рамках риолитобазальтовой формации. Кроме того, колчеданосной является и непрерывная субформация андезито-базальтовой формации, которая образовалась в блоках с тесными пространственно-возрастными соотношениями базальт-риолитовой и андезито-базальтовой формаций.

Формационные ряды датируются: I – S–D₂ef, II – D₂, III – D₂–D₃. Как установлено многими исследователями [9, 16], в современной структуре мегасинклиория вулкано-

генные формации образуют протяженные близмеридиональные структурно-формационные зоны, разграниченные разломами (см. рис. 4). Отрезки таких зон, характеризующиеся выходами на палеозойскую поверхность колчеданосных формаций и выявленными колчеданными месторождениями, отвечают рудным районам.

Проведенные региональные палеовулканологические реконструкции, выполненные по нескольким возрастным срезам [12, 14], позволили установить следующее (рис. 5).

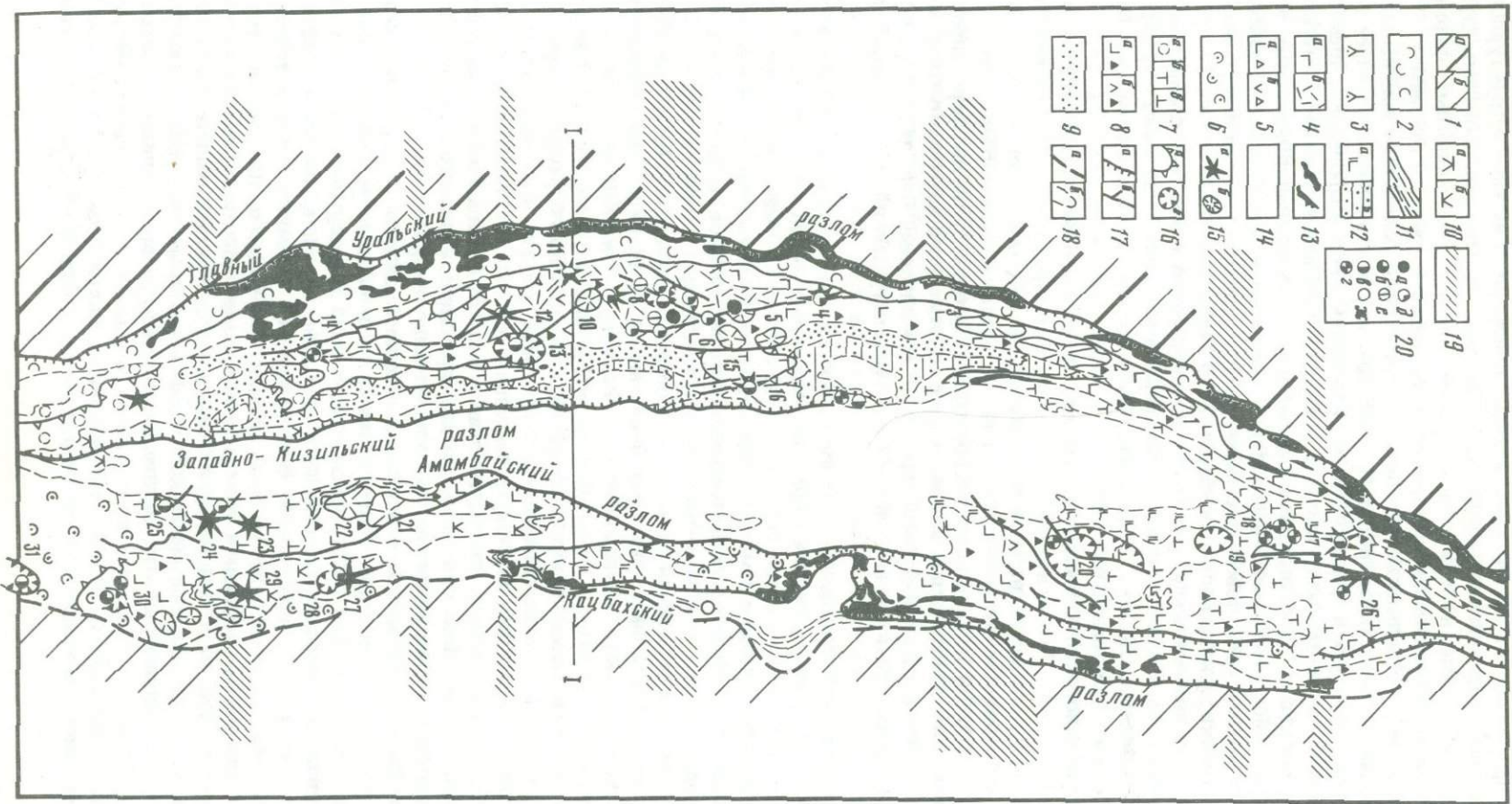
1. В течение силура и среднего девона в мегасинклинии сформировалось два колчеданосных первично-базальтоидных вулканических пояса, древние контуры которых не совпадают с простираем современных структурно-формационных зон: ранний — силурийско-эйфельский и поздний — среднедевонский. Основания поясов образованы породами базальтовой формации, на них локально развиты дифференцированные надстройки вулканитов риолит-базальтовой формации.

2. Базальтовое основание раннего колчеданосного пояса прослеживается только в западном крыле мегасинклинии. Дифференцированная надстройка формировалась лишь в южных мегаблоках, в пределах Таналыкского поднятия (Гайский, Бурибайский и Баймакский рудные районы).

3. Среднедевонский колчеданосный пояс по отношению к более раннему в целом смещен к востоку. Его базальтовое основание формировалось в Центрально-Магнитогорской зоне, частично захватывая прилежащие части бортовых зон. На нем сформировалась дугообразная вулканическая гряда, сложенная вулканитами контрастной и локально развитой непрерывной субформаций. Древний ареал дифференцированного вулканизма прослеживается с юга на север с современного восточного борта мегасинклинии (Ащebutакский рудный район) на его западный борт (Сибайский рудный район) и далее опять на восточный борт (Верхнеуральский и Учалинский рудные районы).

По простираению колчеданосных вулканических поясов фациальный и петрографический состав рудовмещающих формаций значительно меняется в соответствии с рассмотренным выше блоковым строением, а некоторые формации на границах блоков выклиниваются. Наиболее заметные изменения прослеживаются по границе Баймакско-Кацбахского и Магнитогорско-Верхнеуральского мегаблоков. В западном крыле мегасинклинии здесь в северном направлении выклинивается риолит-базальтовая формация (баймак-бурибаевская свита), к югу прерывается андезито-базальтовая островодужная гряда. Достаточно отчетливы изменения и по границе Орско-Джусинского и Баймакско-Кацбахского мегаблоков: с юга на север в Таналыкском поднятии существенно меняется тип разреза риолит-базальтовой формации, в связи с чем в Баймакском блоке в ней появляются субазральные фации, а на восточном борту структуры в том же направлении выклиниваются андезито-базальтовая (D_2zv) и калиево-натриевая базальт-андезито-риолитовая (D_2-D_3f) формации (см. рис. 5). Более подробно изменения состава геосинклинальных толщ в зависимости от блокового строения рассмотрены нами ранее [13]. Ниже приведена краткая характеристика типичных рудных районов в зависимости от их положения в структуре мегасинклинии.

Орско-Джусинский мегаблок по соотношению мощностей "гранулито-базитового" и "гранито-метаморфического" слоев относится к блокам фемического типа [10]. Он характеризуется, как было показано (см. рис. 2), отсутствием допалеозойского кристаллического фундамента в центральной зоне мегасинклинии и сравнительно крутым погружением поверхности фундамента под геосинклинальные толщ. Этот мегаблок отличается наиболее полным проявлением рядов вулканогенных формаций и максимальным разнообразием минералого-геохимических типов колчеданных месторождений (см. рис. 4). С силурийской базальтовой формацией (на юге Присакмарской зоны) связаны сульфидные медно-кобальтовые месторождения (Ивановское, Дергамышское, Ишкининское) и серноколчеданные рудопроявления; с базальтовой (D_1-D_2) формацией Домбаровского рудного района — медноколчеданные месторождения (Летнее, Осеннее и др.). Месторождения медно-цинковоколчеданные (Бурибайское, Юбилейное) связаны с контрастной, а медно-цинковоколчеданные с проявлением



полиметаллической минерализации (Гайское, Октябрьского-Маканской группы) — с непрерывной субформациями южной части Таналыкского поднятия. Наконец, с калиево-натриевым непрерывным комплексом Джусинской зоны ассоциирует Джусинское месторождение и ряд колчеданно-полиметаллических рудопроявлений. Рассмотрим несколько подробнее строение типичных рудных районов.

Домбаровский рудный район расположен в южной части восточного борта мегасинклиория [16]. Основной колчеданноносной структурой является Джаилганское поднятие, сложенное эффузивами базальтовой формации (киембаевской свиты). По данным П.В. Лядского, А.Т. Полуэктова, оно представляет собой щитовой вулкан, в разрезе которого снизу вверх массивные и крупноподушечные меланократовые базальты постепенно сменяются чередованием гиалокластитов и мелкоподушечных базальтов с лейкократовыми порфиристыми плагиобазальтами и вариолитами. В верхах базальтового комплекса, в небольших кальдерообразных депрессиях, расположенных по периферии палеовулкана, залегают медноколчеданные месторождения Летнее, Осеннее и Левобережное. Рудные тела этих месторождений преимущественно пологозалегающие и линзообразные, перекрыты вулканогенно-осадочными породами андезито-базальтовой формации (D_2). Рудовмещающая базальтовая формация подстилается сланцево-базальтовым комплексом ($O-S$?), ниже которого, по данным сейсморазведки и гравиметрии, на глубинах более 3 км залегают легкие массы. Последние интерпретируются как неглубоко погруженный гранито-гнейсовый фундамент Восточно-Уральского поднятия, но, возможно, представлены наряду с породами фундамента и более молодыми гранитоидами, широко распространенными южнее Домбаровского района. Следует подчеркнуть, что сравнительно высокое залегание сиалического фундамента не оказывает никакого влияния на состав рудовмещающей формации и геохимический профиль колчеданных руд, обладающих медной специализацией и повышенными содержаниями кобальта.

Бурибайский рудный район [14] расположен в южной части Таналыкской зоны, на западном крыле мегасинклиория. В его пределах с запада на восток выделяются три металлогенические зоны: I — Акъяр-Бурибайская, II — Макан-Мамбетовская, III — Подольско-Сукраковская. Они отличаются формационной принадлеж-

Рис. 4. Схематическая палеовулканологическая карта геосинклинальных формаций Магнитогорского мегасинклиория. Составил И.Б. Севракин

1 — структуры обрамления: *a* — Центрально-Уральское, *b* — Восточно-Уральское поднятия; 2–12 — геосинклинальные вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации ($O-D_3$): 2 — базальтовая, $O-S$, 3 — трахибазальт-трахитовая, D_1 , 4 — риолит-базальтовая, D_1-D_2 ef (*a* — контрастная, *b* — непрерывная субформации), 5 — андезито-базальтовая, D_2 ef (*a* — базальт-андезито-базальтовая, *b* — непрерывная гибридная субформации), 6 — базальтовая, D_1-D_2 , 7 — риолит-базальтовая, D_2 (*a* — базальтовая, *b* — контрастная, *c* — непрерывная субформации), 8 — андезито-базальтовая, D_2 , (*a* — базальт-андезито-базальтовая, *b* — непрерывная субформации), 9 — флишвидная, D_2 zv, 10 — базальт-андезит-дацит-риолитовая калиево-натриевая, D_2 zv — D_3 f (*a* — юсинский, *b* — джусинский комплекс), 11 — флишвидная, D_2 zv — D_3 f, 12a — базальт-андезито-базальтовая, D_3 f, 12б — флишвидная, D_3 f; 13 — серпентиниты; 14 — образования переходной стадии и более молодые; 15 — крупные вулканические постройки центрального типа: *a* — дифференцированного состава (4 — Тубинская, 9 — Майская, 11 — Юбилейного месторождения, 12 — Маканская, 14 — Гайская, 16 — Сибайская, 17 — Учалинская, 23 — Иссиргужинская, 24 — Мажаровская, 26 — Сайтаковская, 27 — Джусинская), *b* — базальт-андезито-базальтовые стратовулканы (1 — Куркакский, 2 — Крытинский, 3 — Аскарковский, 5 — Гадельшинский, 6 — Галеевский, 10 — Вишневы, 21 — Верхне-Солончатский (Маячный), 22 — Кызылсайский); 16 — контуры палеовулканических структур: *a* — базальтовых и базальт-риолитовых гряд и щитовых вулканов (15 — Карамалыташского, 30 — Джаилганского), *b* — кольцевых структур — кальдер и построек с периферическим кольцевым разломом (7 — Уваряжской, 8 — Бакр-Тау-Таш-Тау-Абейсазовской, 13 — Подольской, 18 — Узельгинской, 19 — Заматохинской, 20 — Александринской, 25 — Ащевутакской, 28 — Бударшинской, 29 — Карабутагской, 31 — Весеннего месторождения); 17 — разломы: *a* — наиболее крупные надвиги и взбросо-сдвиги, *b* — прочие разломы; 18 — геологические границы: *a* — мегасинклиория (стратиграфические), *b* — формаций и субформаций; 19 — поперечные дислокации, выделенные по геолого-геофизическим данным (в мегасинклиории не показаны); 20 — месторождения: *a* — серноколчеданные, *b* — медноколчеданные, *c* — медно-цинковоколчеданные, *d* — медно-цинковоколчеданные с проявлением полиметаллической минерализации, *e* — колчеданно-полиметаллические с золотом, *e* — барит-полиметаллические с золотом, *ж* — полиметаллические (существенно сферитовые) стратиформные

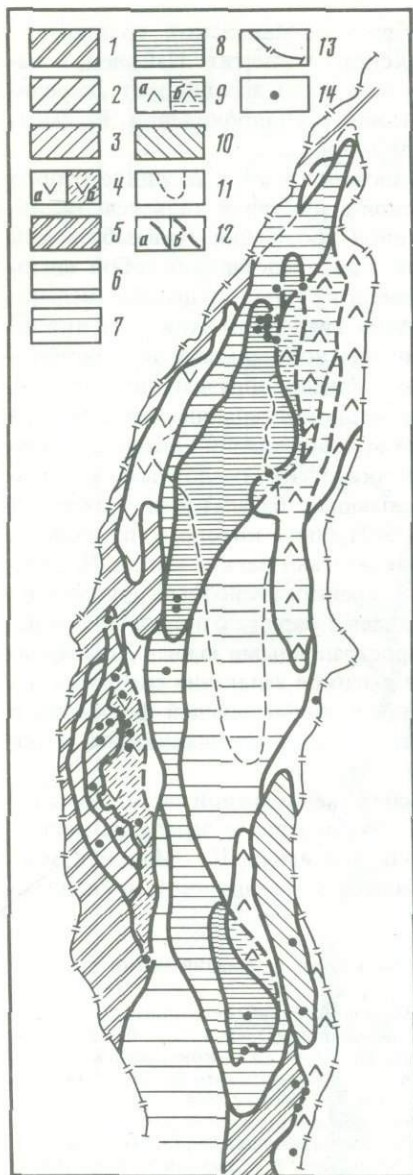


Рис. 5. Палеовулканологическая реконструкция Магнитогорского мегасинклинория (силур—верхний девон).

Составил И.Б. Серавкин

1—3 — вулканогенные формации I ряда (O—D₂ef): 1 — базальтовая, O—S, 2, 3 — риолит-базальтовая, D₁ — D₂ef (2 — контрастная, 3 — непрерывная субформации); 4 — андезито-базальтовая (D₂ef): а — базальт-андезито-базальтовая, б — непрерывная гибридная субформации; 5—9 — вулканогенные формации II ряда (D₁₋₂): 5 — базальтовая, D₁—D₂, 6—8 — риолит-базальтовая, D₂ (б — базальтовая, 7 — контрастная, 8 — непрерывная субформации), 9 — андезито-базальтовая, D₂: а — базальт-андезито-базальтовая, б — непрерывная гибридная субформации; 10, 11 — вулканогенные формации III ряда, D₂—D₃f (10 — калиево-натриевая базальт-андезит-дацит-риолитовая, D₂—D₃f, 11 — древний контур развития базальт-андезито-базальтовой формации, D₃f); 12 — реконструированные границы ареалов распространения жерлово-окожерловых и промежуточных фаций вулканитов: а — установленные на палеозойской поверхности и предполагаемые под отложениями позднегеосинклинальной (D₃fm—C₁t₁) стадии, б — перекрытые последующими геосинклинальными вулканогенными формациями; 13 — границы Магнитогорского мегасинклинория; 14 — колчеданные месторождения

ностью, стратиграфическим положением и составом колчеданного оруденения. В I зоне развиты вулканиты контрастной субформации. Медно-цинковоколчеданные месторождения Юбилейное и Бурибайское залегают в локальных вулканоструктурных спилит-гиалокластитового комплекса пород, осложненных кальдерами с проявлением в них кислого вулканизма. II зона характеризуется развитием непрерывной субформации. Главная палеовулканическая структура этой зоны — Маканский базальт-андезито-базальт-андезито-риодацитовый стратовулкан [14]. В его вершинной кальдере среди вулканогенно-осадочных пород залегают медно-цинковоколчеданные рудные тела месторождений Маканско-Октябрьской группы. В перекрывающих их кислых эффузивах встречаются линзы колчеданно-полиметаллических руд. В III зоне рудоносны толщи непрерывной гибридной субформации андезито-базальтовой формации, выполняющие крупную субмаринную кальдеру. Приуроченное к ней оруденение

залегает в апикальной зоне кислой экстрезивной постройки (Подольское месторождение) и в перекрывающих ее вулканитах. Профиль оруденения меняется от центра структуры (Подольского месторождения) к периферии рудного поля, от медно-цинковоколчеданного к колчеданно-полиметаллическому.

По геолого-геофизическим данным, в Бурибайском районе легкие массы кристаллического фундамента под плотными породами базальтового комплекса фиксируются в западной зоне на значительных глубинах (12—15 км), круто погружаясь к востоку, а в восточной зоне отсутствуют. Таким образом, с увеличением глубины залегания кристаллического фундамента возрастает доля полиметаллов в месторождениях, а не наоборот, как можно было бы ожидать.

Баймакско-Кацбахский мегаблок принадлежит к структурам промежуточного типа, в которых мощность "базальтового" слоя составляет 50—80% мощности коры

[16]. Легкие массы фундамента под геосинклинальными образованиями прослеживаются почти на всей территории мегаблока, погружаясь к его центру и, возможно, прерываясь в осевой части структуры. В западном крыле мегасинклиниория расположены Баймакский и Сибайский рудные районы, а в восточном — Амурское стратиформное существенно цинковое месторождение.

Баймакский рудный район [9, 12, 16] занимает северную часть Таналыкского поднятия. В отличие от расположенного к югу Бурибайского района здесь рудовмещающие контрастная и непрерывная субформации пространственно совмещены. В рамках баймак-бурибаевской и нижней части ирендыкской свит сформировался вулканоплутонический комплекс, характеризующийся широким проявлением экстрезивных, субвулканических и гиповулканических тел разнообразного, преимущественно кислого состава. В структурно-палеовулканологическом отношении район представляет групповую вулканическую постройку центрально-ареального типа с многочисленными небольшими палеовулканами и кальдерами. Столь же многочисленные некрупные месторождения, приуроченные к этим постройкам, имеют колчеданно-полиметаллический и барит-полиметаллический состав. Оруденение формировалось в два этапа, разделенных внедрением экстрезивных и субвулканических тел кварцевых мегафиров, и обычно образует сложную зональность в пределах месторождений и рудных полей.

По гравиметрическим данным, породы малой плотности в районе залегают на небольших глубинах (до 1,0–1,5 км), что интерпретировалось раньше как присутствие останца кристаллического фундамента. Однако большинством глубоких скважин на глубинах 0,8–1,2 км вскрыты плагиограниты, соответствующие, вероятно, положению кислого магматического очага. По нашей модели породы фундамента залегают глубже.

Сибайский рудный район [14] представляет фрагмент среднедевонского колчеданосного пояса (см. рис. 5). В нем прослеживаются: I — Карамалыташская, II — Сибайская, III — Бакр-Узякская структурно-металлогенические зоны, из которых I и II сложены вулканитами контрастной, а III — породами непрерывной субформаций колчеданосной риолит-базальтовой формации. В Сибайском районе в составе этой формации установлены большие объемы кислых вулканитов, которые, по данным бурения и гравиметрии, к югу от границы рассматриваемого мегаблока выклиниваются; прослеженная южнее под удутаускими вулканогенно-осадочными отложениями вулканическая гряда имеет преобладающий базальтовый состав. Сибайское медно-цинковоколчеданное месторождение приурочено к вершинной кальдере вулкано-купольной постройки, рудные тела залегают в осевой и апликальной зонах экстрезивного тела кварцевых риолитов. В Бакр-Узякском стратовулкане наряду с медно-цинковоколчеданным месторождением (Бакр-Узяк) известны колчеданно-полиметаллические рудопроявления.

Таким образом, в целом рассмотренный мегаблок обладает повышенными объемами кислых пород в продуктивной формации и колчеданно-полиметаллической специализацией. На территории Баймакского и большей части Сибайского рудных районов прослеживается прямая зависимость между высоким положением кристаллического фундамента и увеличением доли цинка, свинца и благородных металлов в рудах, но далее к востоку (Бакр-Узяк) эта зависимость становится обратной.

Магнитогорско-Верхнеуральский мегаблок по глубинному строению близок к Орско-Джусинскому и характеризуется отсутствием кристаллического фундамента в большей, центральной его части. Единственное известное в мегаблоке Александринское колчеданное рудное поле, входящее в Верхнеуральский рудный район, приурочено к сложной кольцевой структуре (см. рис. 4), в которой пространственно совмещены продукты вулканизма контрастной и непрерывной субформаций риолит-базальтовой формации (D_2). Александринское месторождение имеет колчеданно-полиметаллический состав, но в рудном поле известны многочисленные рудопроявления медноколчеданного и медно-цинковоколчеданного типов. Такая же картина наблюдается и в Узункыро-Кураминской зоне западного крыла мегасинклиниория. В целом метал-

Типы колчеданосных зон Магнитогорского мегасинклинория

Тип колчеданосной зоны	Подтипы колчеданосных зон (рудомещающие вулканогенные формации и субформации)	Примеры рудоносных зон
I. Базальтовый	Силурийская базальтовая формация Верхние горизонты ниже (?) -среднедевонской базальтовой формации	Вознесенско-Присакмарская (южная часть) Джаилганская
II. Контрастный риолит-базальтовый	Верхние части вулканогенных комплексов основного состава контрастных субформаций Верхние части вулканогенных комплексов кислого состава контрастных субформаций	Акъяр-Бурибайская Сибайская, Учалинская
III. Непрерывный риолит-андезито-базальтовый	Верхние части базальт-андезито-базальтовых комплексов непрерывных субформаций Верхние и внутренние части вулканогенных комплексов кислого состава непрерывных субформаций Непрерывные гибридные субформации андезито-базальтовой формации	Макан-Мамбетовская Гайская, Узельгинская Подольско-Сукраковская
IV. Совмещенный (контрастный и непрерывный)	Нижедевонско (?) -эйфельская риолит-базальтовая формация Среднедевонская риолит-базальтовая формация	Баймакского рудного района Александринская, Ащebutакская
V. Вулканогенно-осадочный	Удаленные фации риолит-базальтовой формации	Амурская

логенический профиль рассматриваемой области сопоставим с профилем южного мегаблока.

Учалинский мегаблок, отвечающий северному замыканию Магнитогорского мегасинклинория, отличается наиболее тонкой корой и сравнительно неглубоким залеганием легких масс кристаллического фундамента, прослеживающихся, по геофизическим данным, под геосинклинальными, более плотными породами на всей его площади. По глубинному строению и по металлогенической специализации Учалинский мегаблок стоит ближе к Баймакско-Сибайскому мегаблоку. Их сближает присутствие медно-цинковоколчеданных месторождений с проявлением полиметаллической минерализации, связанных с непрерывной субформацией.

Учалинский рудный район [14], являющийся отрезком среднедевонского колчеданосного пояса, включает два наиболее крупных в блоке рудных тела — Учалинское и Узельгинское. Первое из них сложено породами контрастной субформации, образующими вулкано-купольную постройку. Учалинское месторождение сформировалось на склонах и в апикальной зоне риодацитового экструзивного купола, а впоследствии было интенсивно деформировано. По составу оно является типичным медно-цинковоколчеданным. Узельгинское рудное поле представляет крупную кольцевую структуру, образованную породами непрерывной субформации со значительными объемами кислых вулканитов. Расположенные полукольцом преимущественно по периферии структуры колчеданные месторождения залегают на нескольких уровнях среди кислых экструзивных тел. Преобладает медно-цинковый состав руд с заметным проявлением полиметаллической минерализации в поздних рудных телах, перекрытых вулканогенно-осадочными породами и известняками.

Как видно, и в северном мегаблоке простой корреляции между составом месторождений и глубинным строением конкретных районов не наблюдается.

Характерные рудоносные вулканоструктуры	Типы месторождений	Примеры месторождений
Локальные рифтовые зоны (?)	Сульфидные медно-кобальтовые	Ивановское, Дергамышское
Щитовые базальтовые вулканы, осложненные кальдерами	Серноколчеданные, медноколчеданные	Летнее, Осеннее, Левобережное
Спилит-гялокластитовые постройки, осложненные кальдерами с кислым вулканизмом	Медно-цинковоколчеданные	Юбилейное, Бурибайское
Экструзивные риодацитовые купола с вершинными кальдерами		Сибайское, Учалинское
Сложные кольцевые структуры, стратовулканы с периферическими кольцевыми разломами, кальдеры	Медно-цинковоколчеданные с проявлением полиметаллической минерализации	Маканско-Октябрьская группа Гайское, Узельгинское рудные поля Подольское
Сложные групповые постройки центрально-ареального типа	Колчеданно-полиметаллические	Бакр-Тау, Майское
Кольцевые структуры с множественными вулканическими аппаратами	Медно-цинковоколчеданные, колчеданно-полиметаллические	Александринское, Западное Ащевутакское, Исиргужинское
Слоистые флишоидные толщи	Полиметаллические, существенно цинковые	Амурское

Суммируя имеющиеся данные, можно отметить, что типы колчеданосных зон определяются составом и структурой рудовмещающих формаций, которые, в свою очередь, зависят от тектонического режима развития соответствующих блоков коры и в какой-то мере от состава догеосинклинального фундамента. Простая же зависимость между составом месторождений и глубиной залегания, а также мощностью "гранитно-метаморфического" слоя коры отсутствует, что иллюстрирует рис. 6, на котором в схематической форме изображено положение колчеданного оруденения в глубинной структуре Магнитогорского мегасинклиория.

По формационному принципу выделяются следующие типы колчеданосных зон (см. таблицу). Они представляют эволюционный ряд палеовулканических областей, завершивших развитие на разных стадиях, с усложняющимся составом вулканогенных комплексов, возрастающими объемами кислых вулканитов, увеличивающейся сложностью строения рудоносных вулканоструктур и более разнообразным составом колчеданных месторождений. Этот ряд в некоторой степени отвечает известному [4] ряду колчеданосных провинций, крайними членами которого являются районы Кипрского и хандизиского типов. В последнее время некоторые нетипичные для Урала колчеданные месторождения и районы стали сопоставляться со сходными типами упомянутого ряда: малокавказским (месторождения Баймакского района), филизчайским или хандизинским (Амурское месторождение [11]). Кипрским (месторождения Домбаровского района, по Е.П. Шираю, или, по данным Е.С. Контаря [5], меднокобальтовые месторождения Присакмарской зоны).

Как видно из таблицы, в Магнитогорском мегасинклиории выделяются пять основных типов колчеданосных зон, из которых I—III типы являются моноформационными, IV — полиформационным, а V — связан с удаленными фациями продуктивных формаций. I и V типы, особенно последний, слабо изучены и могут оказаться весьма перспективными.

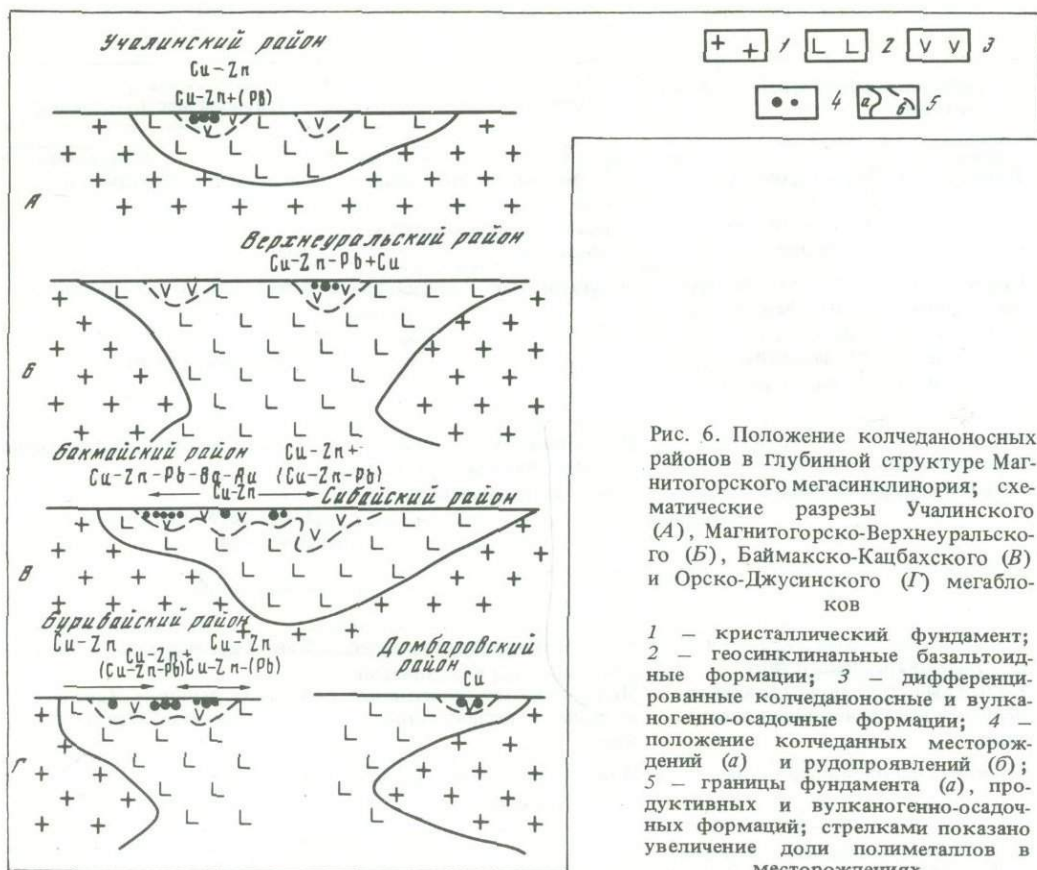


Рис. 6. Положение колчеданосных районов в глубинной структуре Магнитогорского мегасинклинория; схематические разрезы Учалинского (А), Магнитогорско-Верхнеуральского (Б), Баймакско-Кацбахского (В) и Орско-Джусинского (Г) мегаблоков

1 — кристаллический фундамент; 2 — геосинклинальные базальтоидные формации; 3 — дифференцированные колчеданосные и вулканогенно-осадочные формации; 4 — положение колчеданных месторождений (а) и рудопроявлений (б); 5 — границы фундамента (а), продуктивных и вулканогенно-осадочных формаций; стрелками показано увеличение доли полиметаллов в месторождениях

Основные типы колчеданосных зон подразделяются на ряд подтипов в зависимости от положения оруденения в разрезах продуктивных формаций, пространственных соотношений контрастных и непрерывных вулканических комплексов, особенностей строения и размеров рудовмещающих вулканоструктур. В продуктивных формациях разного возраста оруденения иногда занимает принципиально различное положение. В раннем колчеданосном поясе многие месторождения залегают на базальтовом основании и перекрыты кислыми вулканитами (Бурибайское, Юбилейное, Октябрьское, Маканское). Основные объемы руд этих месторождений формировались до широкого проявления кислого вулканизма, что роднит их с наиболее простыми по составу месторождениями Домбаровского района. Напротив, наиболее поздние месторождения раннего колчеданосного пояса (Гайское, Подольское) и все месторождения среднедевонского пояса (Сибайское, Учалинское, Узельгинской группы и др.) формировались в процессе проявления кислого вулканизма, завершая отдельные его ритмы и циклы. Намечается прямая зависимость продуктивности месторождений от степени развитости рудовмещающего вулканогенного комплекса, "чистоты" его эволюции и размеров рудоносных вулканоструктур. Месторождения Сибай, Гай, Учалы, Подольское залегают в крупных вулканоструктурах с моноформационным стилем и высокой степенью развития. В районах совмещения контрастного и непрерывного типов вулканизма (Баймакский, Ащebutакский и др.) происходило рассредоточение рудных концентраций в небольших месторождениях и рудопроявлениях.

Создается впечатление, что материнские расплавы продуктивных формаций обладали одинаковой потенциальной рудоносностью, но в зависимости от тектонических и других условий возможности рудообразования реализовались по-разному: кон-

центрация рудного вещества была тем выше, чем однонаправленнее и длительнее шел процесс дифференциации.

В таблице дана систематика рудоносных зон. Рудные районы в большинстве обла- дают сложным полиформационным строением, в связи с чем их стройная генетическая классификация затруднительна.

ВЫВОДЫ

1. По геолого-геофизическим данным Магнитогорский мегасинклиниорий подразделя- ется на четыре поперечных мегаблока фемического и салическо-фемического типов. Мегаблоки фемического типа (Орско-Джусинский и Магнитогорско-Верхнеуральский) обладают наиболее полно развитыми рядами геосинклинальных вулканогенных и руд- ных формаций, преобладающей медной и медно-цинковой специализацией колчеданных месторождений. Мегаблоки салическо-фемического типа (Баймакско-Качбахский и Учалинский) характеризуются повышенными объемами кислых пород в продуктивных формациях, общим полиметаллическим уклоном колчеданных месторождений.

2. Определенная зависимость типов колчеданных месторождений от глубинного строения конкретных зон отсутствует. Вместе с тем исключительно ярко прослежива- ется зависимость типов месторождений от формационной принадлежности и внутренней структуры рудовмещающих толщ, ранее подмеченная М.Б. Бородаевской, А.И. Крив- цовым, П.Ф. Сопко и другими исследователями.

3. При анализе глубинного строения колчеданоносных районов необходимо учиты- вать, что земная кора этих районов создавалась и видоизменялась в процессе геосин- клинального развития. Связь типов месторождений с глубинным строением может быть прослежена преимущественно через состав вулканогенных формаций, являю- щийся индикатором палеообстановки рудообразования.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Ананьева Е.М., Бугайло В.А., Дорфеев Б.В.* и др. Металлогеническое районирование Урала по геофизическим данным в связи с особенностями его глубинного строения. — В кн.: Закономер- ности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978, т. 12, с. 46–56.
2. *Грачев А.Ф.* Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 247 с.
3. *Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т.* Структурное положение офиолитовых комплексов Урала и других складчатых областей. — В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974, с. 53–58.
4. Колчеданные месторождения мира/М.Б. Бородаевская, Д.И. Горжевский, А.И. Кривцов и др. М.: Недра, 1979. 284 с.
5. *Контарь Е.С.* Структурно-формационная зональность и рудоносность раннегеосинклинальных вулканических поясов средней части Урала: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
6. *Кунин Н.Я., Хрычев Б.А.* Изучение волноводов при исследованиях ГСЗ. — Изв. АН СССР. Фи- зика Земли, 1974, № 11, с. 57–67.
7. *Озаршинов И.С.* Строение и районирование земной коры Южного Урала. М.: Наука, 1973. 86 с.
8. *Олли А.И.* К вопросу о широтной тектонической плотности Урала. — Сов. геология, 1966, № 6, с. 36–51.
9. *Прокин В.А.* Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. М.: Недра, 1977. 174 с.
10. *Рыбалка В.М.* Использование данных о глубинном строении земной коры для мелкомасштаб- ного прогнозирования. — Разведка и охрана недр, 1976, № 8, с. 31–37.
11. *Селиверстов Г.Ф.* Структурно-тектоническая позиция Амурского цинково-серноколчеданного месторождения и перспективы поисков новых рудных тел на восточном склоне Южного Ура- ла. — Докл. АН СССР, 1983, 271, № 5, с. 1196–1199.
12. *Серавкин И.Б.* Региональный палеовулканический контроль колчеданных месторождений в Магнитогорском мегасинклиниории. — В кн.: Палеовулканические условия образования и раз- мещения колчеданных месторождений Урала. Уфа: БФАН СССР, 1984, с. 19–28.
13. *Серавкин И.Б., Цветкова А.А.* Строение Магнитогорского мегасинклиниория в свете палеовул- канологических реконструкций и геофизических данных. — В кн.: Вулканизм и рудообразова- ние Урала. Уфа: БФАН СССР, 1982, с. 19–32.

14. Среднепалеозойский вулканизм Башкирского Зауралья и связь с ним колчеданного оруденения/ П.Ф. Сопко, И.Б. Серавкин, А.С. Бобохов, А.М. Косарев. Уфа: БФАН СССР, 1983. 116 с.
15. Тагиров И.А. Новые данные о геологическом строении Магнитогорского синклизория. — В кн.: Тектоника и нефтеносность Урала и Приуралья. Уфа: БФАН СССР, 1978, с. 7–11.
16. Типы рудных районов колчеданосных провинций Южного Урала и Западного Казахстана. М.: ЦНИГРИ, 1973. 225 с.
17. Халевиц Н.И., Буньков А.М., Григорович С.В. Земная кора Магнитогорского прогиба по данным сейсмометрии. — В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974, с. 168–176.

УДК 553.435 (40.5–13)

Э.Н. Баранов, А.Д. Штейнберг

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ВЕРХНЕУРАЛЬСКОМ РАЙОНЕ ЮЖНОГО УРАЛА

Верхнеуральский рудный район расположен в пределах Учалинско-Александринской структурно-формационной зоны в восточном крыле Магнитогорского мегасинклизория. Обладая общими для колчеданосных районов Урала чертами геологического строения и металлогении, он выделяется насыщенностью месторождениями, их структурно-морфологическим разнообразием, высокой степенью сохранности первичных вулканогенных построек, а также большой изученностью. Все месторождения района, за исключением месторождения им. XIX Партсъезда, являются скрытыми, залегают на глубинах от 150 до 600 м.

Высокая изученность района свидетельствует, что открытие новых месторождений здесь практически возможно только на глубинах свыше 300–500 м. Поэтому как основной метод исследований был применен метод объемного геологического картирования с составлением объемной геологической модели рудного узла (до глубины 1,5–2 км) и с параллельным построением объемных моделей геофизических и геохимических полей. Принятая система объемного картирования включала построение серии поперечных (через 300–500 м) и продольных (через 0,8–1 км) геолого-геофизических и геохимических разрезов, карт—горизонтальных срезов, послойных карт и в конечном итоге обеспечивала надежную увязку геологического строения с геофизическими и геохимическими полями в трехмерном пространстве.

Задача выявления глубинного геологического строения площадей, слабо изученных с помощью глубокого бурения, решалась в основном геофизическими методами. Был использован метод моделирования поля силы тяжести со снятием верхней (до глубины 500 м) изученной части разреза. Это позволило выделять аномалии, обусловленные глубинными геологическими объектами. Большое значение имело построение объемной геоэлектрической модели района, позволившей выделить и проследить на больших глубинах зоны повышенной проводимости.

Полученный большой новый фактический материал дал основание по-новому оценить или существенно уточнить геологическое строение Верхнеуральского района.

В разрезе среднедевонских вулканитов, слагающих район, до последнего времени выделялось три крупные толщи: 1) подрудных базальтов; 2) рудовмещающих кислых вулканитов; 3) надрудная вулканогенно-осадочная. Нижняя толща относилась к карамалыташской свите нижнего живета и к контрастной формации. Две верхние толщи относились к улутауской свите верхнего живета и к образованиям непрерывной формации.

В результате проведенных работ и новых находок фауны установлено, что вулканогенные отложения среднего девона разделяются на пять толщ (выделен новый горизонт кислых вулканитов среди нижних базальтов), а граница карамалыташской и улутауской свит проходит в основании вулканогенно-осадочной толщи.

Учитывая эти новые данные, в истории развития района, как и всей Учалинско-Александринской зоны, в девоне можно выделить три главных периода. В первый период формировалась толща вулканитов базальтового состава и тесно связанных с ними кислых вулканитов. Их общая мощность достигает 2,5–3 км. Они имеют нижнеживетский возраст, объединяются в карамалыташскую свиту и соответствуют единой вулканической формации контрастного типа. Для нее характерен толеитовый тип дифференциации и трещинный, центральный тип извержений, указывающий на обстановку растяжения.

Во второй период отлагается вулканогенно-осадочная толща верхнеживетского возраста, объединяемая в улутаускую свиту. В ее основании местами развиты рифогенные известняки. Разнообразный состав вулканитов (базальты, андезиты и кислые породы) дает основание отнести их к образованиям непрерывной формации. Для нее в целом характерна дифференциация, близкая известково-щелочным сериям, но в основании толщи отмечаются еще проявления вулканизма толеитового типа.

Третий период фиксируется накоплением вулканогенно-осадочной толщи верхнефранского возраста, выделяемой в калтубанскую свиту. Вулканиты толщи соответствуют базальт-андезито-базальтовой непрерывной формации с дифференциацией по типу известково-щелочных серий. Они формируются в типично островодужной обстановке. В пределах района известны только нижние горизонты этой толщи. Полные ее разрезы распространены западнее.

Разрез завершается флишoidalными отложениями зилаирской свиты фамена–турне, которые можно сопоставить с орогенными, а возможно, и субплатформенными образованиями; они также проявлены западнее района.

Таким образом, развитие Верхнеуральского района укладывается в единый живет-верхнедевонский тектоно-магматический цикл, в котором выделяются четыре основные стадии: прогибания, растяжения (карамалыташская свита), переходная (улутауская свита), стабилизации (калтубанская свита) и орогенная, возможно, субплатформенная (зилаирская свита).

Необходимо особо отметить полное сходство строения и одновозрастность вулканогенного разреза Верхнеуральского района с разрезом Сибайского рудного района в западном крыле Магнитогорского прогиба, что свидетельствует о синхронности их развития. Есть основания предполагать, что Учалинско-Александринская и Сибайская структурно-формационные зоны формировались в бортах единой рифтогенной структуры, заложеной в конце эйфеля—начале живета на консолидированном основании кобленц-эйфельского тектоно-магматического цикла. Глубинные разломы, ограничивающие эту структуру, выделяются как крупные линеаменты. В Верхнеуральском районе они представлены Ялшанской зоной расланцевания, ограничивающей район с востока.

Палеовулканические реконструкции позволили значительно уточнить положение известных и выявить новые вулканические центры в районе. Установлено, что вулканическая структура района в целом определяется наличием нескольких субпараллельных базальтовых гряд северо-западного до близмеридионального простирания, которые разделены депрессиями, выполненными в основном кислыми вулканитами. Базальтовые гряды образованы центральными вулканами щитового типа и шлаковыми постройками. Наиболее крупные вулканы соседних гряд, сливаясь, образуют поперечные базальтовые поднятия. По морфологии и составу в базальтах выделяются жерловые, склоновые (гиалокластиты) и удаленные фации.

Кислые вулканиты достигают максимальной мощности (до 1 км) в межгрядовых депрессиях. Над базальтовыми поднятиями их мощность обычно резко сокращается вплоть до полного выклинивания. Однако в связи с понижением рельефа базальтов между вулканическими центрами мощность кислых вулканитов на этих участках возрастает, что ведет к формированию поперечных депрессий. Пространственное сочетание продольных (межгрядовых) и поперечных депрессий часто создает иллюзию коль-

цевых депрессий, окружающих крупные центры базальтового вулканизма. Часть депрессий связана с кальдерными просадками. Кислые вулканиды обладают большим фаціальным разнообразием — это жерловины, некки, экструзивные купола, горизонты лав, туфов и вулканогенно-осадочных пород (туфоконгломератов, туфогравелитов и туфопесчаников).

В разрезе верхней толщи кислых вулканидов наблюдается ритмичное переслаивание пород в следующей последовательности (снизу вверх): купола, лавы—туфы—вулканогенно-осадочные породы. Это позволило выделить в строении толщи три ритма кислого вулканизма, проследить их по площади и, в конечном итоге, придать им значение самостоятельных стратиграфических единиц. Вулканиды нижнего ритма слагают локальные, наиболее глубокие депрессии в кровле базальтов. Вулканиды среднего ритма распространены наиболее широко, в основном в пределах межгрядовых депрессий, тогда как вулканиды верхнего ритма прослеживаются и на базальтовые поднятия. Для верхнего ритма характерны витротуфы игнимбритовидного облика, на которых обычно залегают рифогенные известняки. Последние местами, в основании толщи, переслаиваются с кислыми вулканидами.

Проявление колчеданного оруденения в районе известно только среди кислых вулканидов на трех основных литолого-стратиграфических уровнях. На нижнем уровне в средней части разреза карамалыташской свиты промышленные руды пока неизвестны, но к северу от района в пределах этого уровня находится Учалинское месторождение. Средний уровень представлен верхней базальт-риолитовой толщей карамалыташской свиты, в которой сосредоточены все известные месторождения района. Они локализованы на трех подуровнях, соответствующих верхам вулканических ритмов, и всегда ассоциируют с вулканогенно-осадочными породами. Верхний уровень выделяется по наличию рудопроявлений в кислых вулканидах улутауской свиты, которые, по нашим данным, являются продуктами деятельности остаточных очагов контрастной формации. Поэтому есть основания связывать все колчеданные проявления в районе с вулканизмом контрастной формации. Связь колчеданного оруденения с вулканизмом непрерывной формации проблематична. Стратиформный многоуровневый характер распределения рудной минерализации получает отражение в подобном распределении рудогенных геохимических аномалий во всех вулканических толщах района.

Почти все колчеданные проявления сосредоточены в пределах линейных зон, которые совпадают или близки осям базальтовых гряд и межгрядовых депрессий и контролируются рудоподводящими синвулканическими нарушениями. В межгрядовых депрессиях вблизи крупных центров кислого вулканизма расположены месторождения Узельгинское, Чебачье и Озерное. Для месторождений Молодежного, Талганского, Нового и особенно им. XIX Партсъезда, приуроченных к базальтовым грядам, связь с кислым вулканизмом выражена менее отчетливо. Крупные центры кислого вулканизма здесь отсутствуют, отдельные рудные тела залегают непосредственно на базальтах, а месторождение им. XIX Партсъезда расположено над жерловой зоной базальтового вулкана.

Рудоподводящие нарушения представлены зонами синвулканического дробления и расщепления, часто безамплитудными, которые сопровождаются колоннами метасоматитов и геохимических ореолов. Они в основном наследуют магмоподводящие разломы как кислого, так и базальтового вулканизма, что и определило их генеральное северо-западное направление. Около вулканических центров рудоподводящими являются также радиальные и кольцевые разломы, вызывающие расширение и усложнение рудоподводящей системы.

Локальные рудовмещающие структуры депрессионного типа весьма разнообразны по своей природе. Они обусловлены рельефом как базальтов, так и кислых вулканидов или их сочетанием. Так, рудные тела месторождения им. XIX Партсъезда расположены во внутрижерловой депрессии базальтового вулкана, тела месторождения Нового — в депрессиях, обрамляющих базальтовый вулкан. Рудолокализирующие депрессии месторождений Молодежного, Чебачьего, нижнего уровня Узельгинского месторождения формировались между базальтовыми поднятиями и кислыми куполами. Рудные тела

верхнего уровня Узельгинского месторождения отлагались в депрессиях по периферии крупного Александровского купола. Месторождение Озерное залегает в воронке взрыва на вершине куполовидного кислого вулкана.

Рудные тела месторождений района представляют гидротермально-осадочные образования типа сульфидных "холмов" (в основном на нижнем и среднем подуровнях) или выполнения локальных впадин (в основном на верхнем подуровне) над выходами рудоподводящих каналов на уровне дна палеобассейна. Для тел характерна латеральная и поперечная рудная и геохимическая зональность стандартного (для колчеданов) вида и ритмично-слоистое строение, которое фиксируется по изменению соотношений рудообразующих элементов, но не всегда отражается в рудной зональности. Ритмичная зональность свойственна стратиформным геохимическим ореолам по периферии месторождений. Некоторые из рудных тел подвергались размыву с образованием протяженных шлейфов рудокластов, а в редких случаях (месторождение им. XIX Партсъезда) и перетолжением рудных тел.

Установлена палеотемпературная зональность рудообразующих систем — с высокими (до 370–390°C) температурами флюидов в зонах рудоподводящих каналов и резким падением температур (до 190–150°C) при переходе к обширным фланговым зонам. Под рудными телами, по данным термобарометрии, выявлены зоны вскипания флюидов.

Рудообразующие системы отдельных месторождений функционировали в разное время и с различной продолжительностью. После отложения руд деятельность систем, как правило, резко затухает. Ее редуцированное продолжение фиксируется эпигенетическими надрудными ореолами, которые прослеживаются над рудными телами на расстоянии до нескольких сот метров. Только на Узельгинском месторождении установлено интенсивное возобновление гидротермальной деятельности после формирования нижних рудных тел. Оно привело к отложению руд на верхнем уровне и вызвало существенное преобразование нижних рудных тел в зоне рудоподводящего канала, в том числе вынос и перетолжение ряда рудных компонентов. Структурно-морфологическое разнообразие рудообразующих систем месторождений района и сложная история формирования отражены в морфологии, строении и масштабах распространения околорудных геохимических ореолов.

При общей синхронности колчеданного оруденения с кислым вулканизмом месторождения формировались в периоды затуханий вулканической деятельности. Это фиксируется локализацией руд в верхах вулканических ритмов и их устойчивой ассоциацией с вулканогенно-осадочными породами. Характерной чертой колчеданообразующего процесса является его дискретность, которая проявляется в различных масштабах (уровни и подуровни рудоотложения, ритмы в рудных телах и ореолах, слои в рудах) и отражает пульсационно-прерывистый режим деятельности гидротермальных рудообразующих систем.

Для понимания генезиса месторождений района важное значение приобретает выявление в подрудных базальтах обширных зон натриевого метасоматоза, который сопровождается выносом кальция, калия, железа, а также меди, цинка и других рудных элементов. Это свидетельствует о возможной реализации на месторождениях района конвективной (рециклинговой) модели рудогенеза. Источником энергии для формирования конвективных ячеек могли быть малоглубинные периферические магматические очаги. На их наличие указывают находки в кислых вулканитах ксенолитов гранофирового состава с содержаниями кварца, соответствующими кварц-олигоклазовой котектике при очень низком (около 1 кбар) давлении водяного пара.

Созданная на основе проведенных исследований геолого-генетическая модель медноколчеданных месторождений Верхнеуральского района дала основание существенно уточнить известные и установить новые критерии локального распространения медноколчеданного оруденения в районе. Более ясным и определяющим стало значение литолого-стратиграфических уровней в локализации оруденения, а вулканогенно-осадочных пород в кислых вулканитах — как фациальных аналогов рудных тел. В ка-

честве новых критериев для прогнозирования следует считать выявление активной роли базальтовых центров вулканизма в формировании оруденения и пространственно-генетической связи рудоподводящих каналов с магмовыводящими. Значительно уточнена роль рудоподводящих каналов и локальных депрессионных структур различного типа как ведущих факторов локализации оруденения.

Топогеохимические реконструкции палеогеоидротермальных рудообразующих систем, проведенные по данным объемного геохимического картирования, позволили в комплексе с данными по метасоматитам и физическим полям выделить и проследить зоны рудоподводящих каналов. Анализ латеральной зональности стратиформных геохимических ореолов дал основание оконтуривать участки возможной локализации рудных тел в пределах рудолокализирующих литолого-стратиграфических уровней. Выделение эпигенетических ореолов надрудного типа помогло намечать рудные тела на площадях глубокого залегания рудолокализирующих уровней, не охваченных бурением.

Широко использовались косвенные и прямые геофизические признаки колчеданного оруденения. Ведущее значение среди них имели геоэлектрические аномалии различного вида, поскольку их связь с зонами сульфидной минерализации вполне однозначна.

Необходимо отметить, что в связи с применением объемного метода изучения района каждый перспективный участок выделялся как в плане, так и в разрезах, т.е. рассматривался в трехмерном пространстве. Для каждого участка определен необходимый для проверки объем бурения и других видов поисковых работ.

УДК 553.26 (574.3)

С.А. Акылбеков, С.В. Белов, В.Н. Иванов, А.А. Фролов

ОБЪЕМНАЯ МОДЕЛЬ И ГЛУБИННОСТЬ ОРУДЕНЕНИЯ НА ЮЖНО-КУЖАЛИНСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

Южно-Кужалинское рудное поле расположено в надинтрузивной зоне одноименного гранитного массива, являющегося одним из крупных плутонов Атасуйского рудного района в юго-западной части Центрального Казахстана. В отличие от находящихся рядом хорошо эродированных и детально исследованных гранитных массивов Ортау, Кзылтау, Сарытау этот массив является скрытым и до последнего времени был изучен слабо. В последнее 30-летие в его надинтрузивной зоне выявлен ряд рудопроявлений вольфрама, молибдена, полиметаллов, и перспективы района были оценены положительно. Результаты исследований последних лет, переинтерпретация геолого-геофизических и геохимических данных позволяет осуществить глубинный прогноз и более обоснованно провести количественную прогнозную оценку этой территории.

Региональная структурная позиция района определяется его приуроченностью к Атасуйскому антиклинорию — области расщепления и затухания разломов Успенской зоны (рис. 1). Антиклинорий имеет субмеридиональное простирание. В его ядре обнажаются породы протерозоя и кембрия. Двухъярусная структура Атасуйского антиклинория сформирована в процессе каледонского и герцинского тектогенеза. Для нижнего этажа, сложенного метаморфизованными кварцитоподобными, яшмовидными, терригенными и вулканогенными породами докембрия и раннего палеозоя, характерна полная линейная складчатость. Для верхнего, представленного вулканогенно-осадочными породами среднего и позднего палеозоя, — прерывистая складчатость с пологим залеганием пород и широким развитием брахискладок.

Главные разрывные нарушения принадлежат системам субмеридионального и

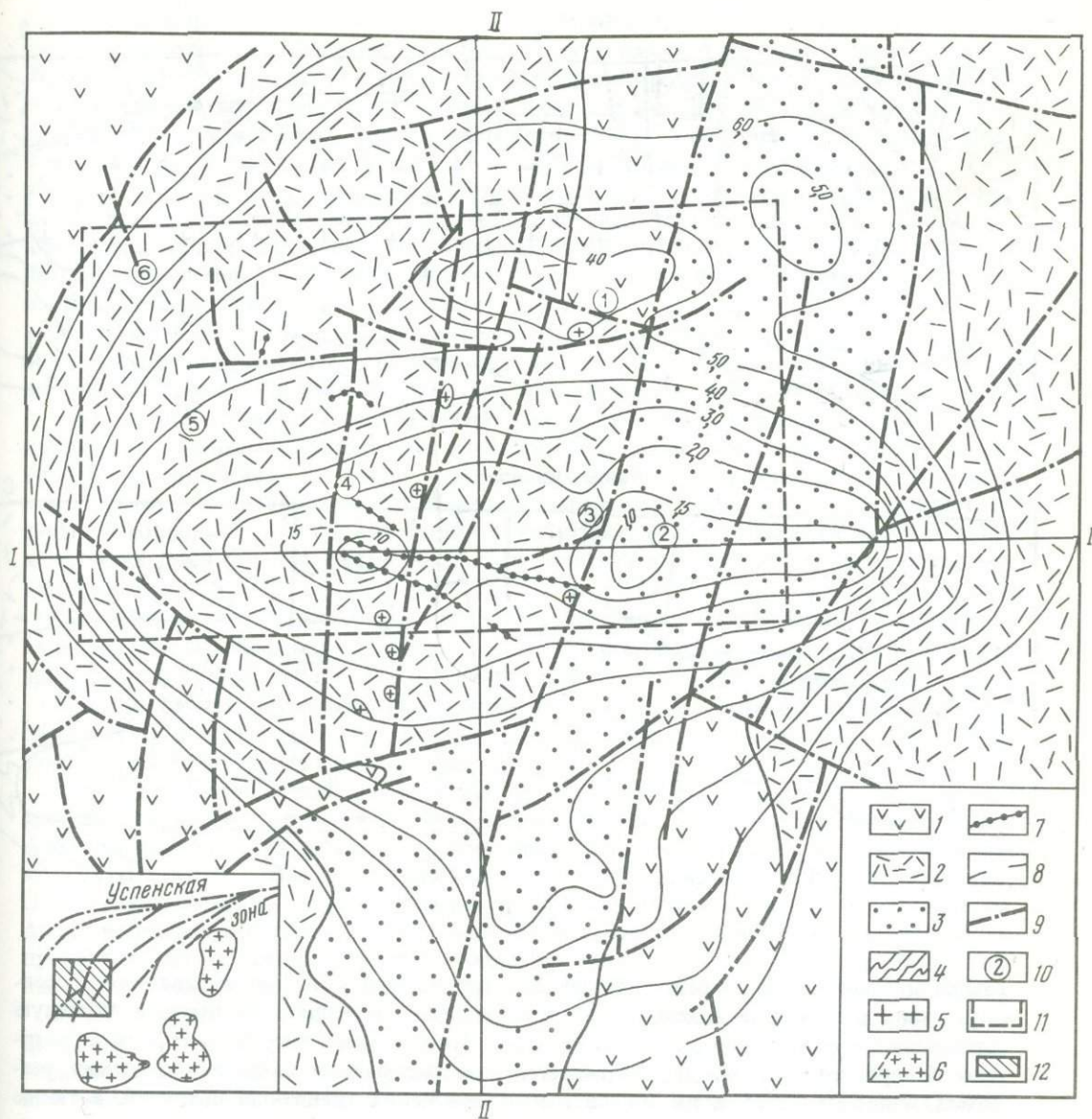


Рис. 1. Схема геологического строения и план кровлевой поверхности Южно-Кужалинского гранитного массива по данным геофизических исследований с использованием данных А.Т. Буртубаева

1 — андезитовые и дацитовые порфиры, туфы (D); 2 — песчаники, сланцы, туффиты, туфы ($O_{2-3}-S_1$); 3 — микрокварциты, кремнистые сланцы ($E-O_1$); 4 — метаморфизованные терригенные породы складчатого основания (PR); 5, 6 — лейкократовые граниты: 5 — главной фазы, 6 — поздней фазы; 7 — дайки лейкократовых гранитов; 8 — изогипсы кровли Южно-Кужалинского массива, км; 9 — разломы; 10 — молибден-вольфрамовые рудопроявления, см. табл. 2; 11 — контур площади проведения детальных гравитационной и магнитной съемок в центральной части надинтрузивной зоны; 12 — положение исследований территории в структурах района

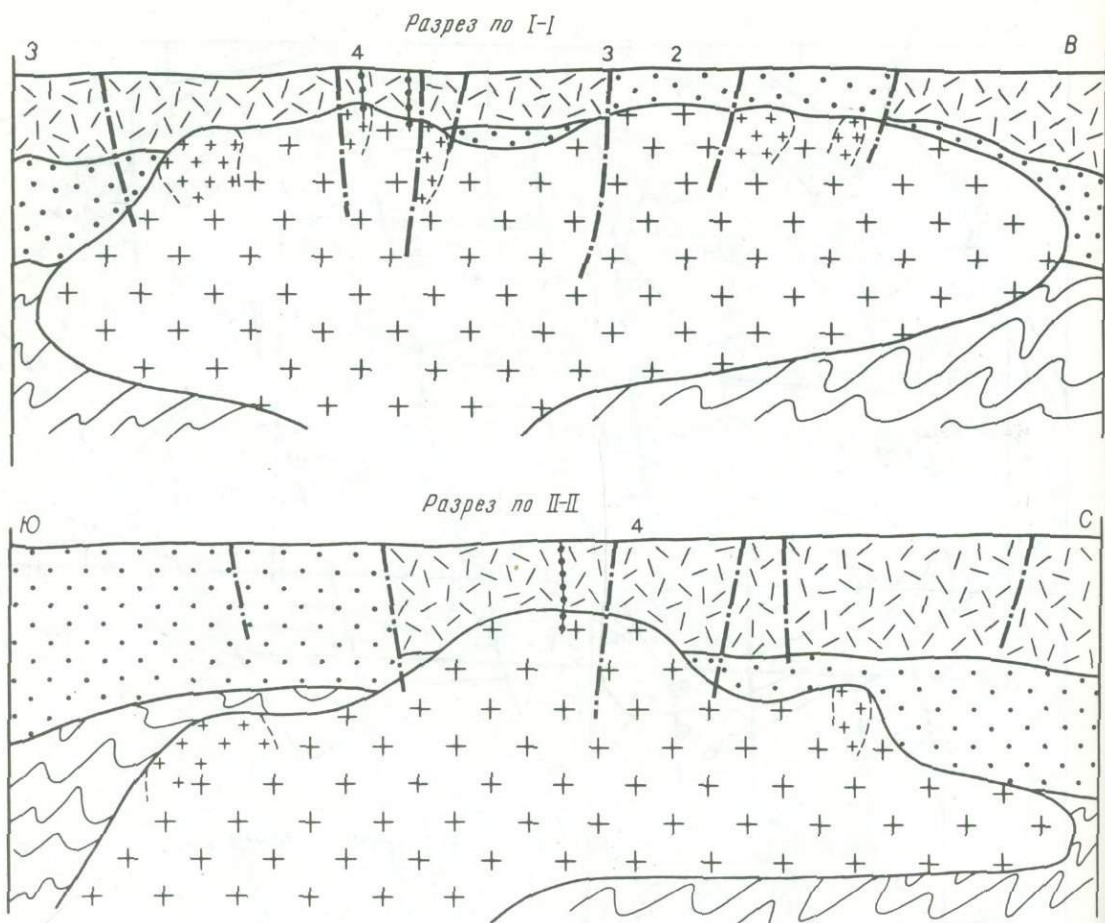


Рис. 1 (окончание)

северо-восточного простираения. Последние группируются в так называемую Успенскую зону и в районе Атасуйского антиклинория расщепляются, образуя типичную структуру "конского хвоста" (см. рис. 1). Продолжение этих структур на территорию Атасуйского района подтверждается прослеживанием системы успенских разломов и локализацией в их зоне верхнепалеозойских гранитных интрузий, а также развитием грабен-синклиналей и горст-антиклиналей, тяготеющих к указанным разломам. По составу отложения, слагающие такие грабен-синклинали, в основном аналогичны толщам, выполняющим структуры центральной и восточной частей Успенской синклинальной зоны. Разветвление разломов и их поворот к югу на западном окончании Успенской зоны обуславливает блоковый характер строения территории с чередованием приподнятых и опущенных блоков.

К числу наиболее крупных относится Кокпектинский приподнятый блок, в отдельных участках которого выходят на поверхность метаморфизованные породы рифея и кембрия—ордовика. Большую часть блока занимает скрытая гранитоидная Южно-Кужалинская интрузия, выявленная по геофизическим данным А.В. Строительной [5].

Гравитационное поле данного блока представляет интенсивную отрицательную аномалию силы тяжести, а магнитное поле — крупную аномалию повышенной напряженности ΔT . Количественная интерпретация гравиметрических полей и плотностное моделирование, проведенное по взаимопересекающимся профилям, позволили создать

его объемную физико-геологическую модель. Установлено, что в плане Южно-Кужалинский интрузивный массив в целом изометричен и занимает площадь около 700 км². Апикальная часть его имеет форму широтно ориентированного эллипса и осложнена серией куполов, находящихся на глубинах 1–1,5 км (см. рис. 1). При этом в пределах массива удалось выделить участки, сложенные, вероятно, гранитами поздних фаз. В центральной части массив утолщен (7–8 км), мощность его уменьшается до 2–4 км в краевых частях. Он занимает межформационное положение, находясь, по-видимому, между породами фундамента и отложениями верхнего структурного этажа. На основании интерпретации гравиразведочных данных можно предположить, что в южной части Южно-Кужалинский плутон в виде узкого гребня соединяется с выходящим на поверхность Сарытауским массивом пермских гранитов.

В центре надинтрузивной зоны на поверхности выходят небольшие штоко- и дайкообразные тела гранитоидов, являющиеся, по-видимому, апофизами массива. Размеры штоков в плане не превышают 0,05 км², протяженность даек 0,5–4,0 км, мощность 5–8 м. Штоки и дайки сложены средне-мелкозернистыми порфиридовидными лейкократовыми гранитами, состоящими из кварца (30–35%), калиевого полевого шпата (40–45%), олигоклаза (25–30%) и небольших количеств биотита, часто замещенного мусковитом и серицитом. Сравнение химического состава этих гранитоидов со средним составом гранитов акчатауского комплекса (табл. 1) свидетельствует в целом об их близости при общей несколько повышенной основности южно-кужалинских гранитов.

Радиологический возраст мусковитов из грейзеновых образований, развитых в надинтрузивной зоне массива (рудопоявление Балакокпекты), определенный калий-аргоновым методом, составляет 278 ± 8 млн. лет¹ и соответствует ранней перми.

О близости южно-кужалинских гранитов к акчатаускому комплексу косвенно свидетельствует и интенсивность поля силы тяжести, равная в эпицентре гравиминимума таковой для аналогичных пермских гранитоидов.

В пределах надинтрузивной зоны Южно-Кужалинского массива в результате металлометрической съемки выявлен и предварительно изучен ряд проявлений комплексного молибден-висмут-вольфрамового оруденения (Высотное, Долинное, Кокпекты, Балакокпекты, Актас, Дрофа). Рудопоявления исследовались А.В. Строителевой, О.А. Игнатовичем, Б.Г. Ногоспаевым и др. Все они за исключением рудопоявлений Актас и Дрофа расположены над апикальными выступами гранитного массива. Рудопоявление Актас находится в зоне градиентов гравитационного поля, а рудопоявление Дрофа приурочено к участку разряжения изолиний в зоне сближенных изоаномал.

Краткая геологическая характеристика и минеральный состав рудопоявлений даны в табл. 2, из которой видно, что большинство рудопоявлений относятся к штокверковому или жильно-штокверковому структурно-морфологическому типу. В меньшей мере проявлены собственно жильный (Кокпекты) и залежно-скарновый (Долинное) типы. Минеральный состав руд на всех объектах близко идентичен. Абсолютное большинство прожилков и жил имеет кварцевый, полевошпат-кварцевый состав; в их зальбандах, как правило, проявлен мелкочешуйчатый мусковит. Главные рудные минералы представлены вольфрамитом, молибденитом и шеелитом. Первые два минерала обычно наблюдались в керне скважин, на поверхности же отмечаются лишь одиночные их находки. В то же время в лимонитах из зоны окисления, интенсивно выраженной на рудопоявлениях Высотное, Долинное, Кокпекты и Балакокпекты, постоянно отмечается повышенное содержание вольфрама (десятые доли процента, а на Высотном — более 1%) и молибдена (сотые—десятые доли процента). Шеелит встречается как в прожилках, так и в скарнах эпидот-гранатового состава в ассоциации с флюоритом, кальцитом и другими минералами (рудопоявление Долинное). Тела скарнов характеризуются более высокими содержаниями шеелита, но отличаются

¹ Определения выполнены в лаборатории ВИМС Мингео СССР А.Б. Денисовым.

Таблица 1. Химический состав гранитов (в мас. %)

№ п/п	Место отбора	Краткая характеристика пород	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃
Южно-Кужалинский массив					
1	Рудопоявление Высотное	Среднезернистый порфировидный гранит	73,03	0,18	13,47
2	Рудопоявление Балакокпекты	Мелкозернистый гранит	76,59	0,12	13,20
3	Рудопоявление Долинное	Среднезернистый гранит	75,96	0,11	13,03
Акчатауский комплекс					
4	Усредненные данные по [8]	Крупнозернистые граниты I фазы	75,4	0,1	13,0
5		Среднезернистые граниты II фазы	74,5	0,2	13,2
6		Мелкозернистые граниты III фазы	72,4	0,2	14,1

Анализы 1–3 выполнены в ВИМС Мингео СССР.

небольшими размерами и невыдержанностью по простиранию. К числу других характерных рудных минералов относятся халькопирит, галенит, сфалерит, висмутин и др.

Геологическое изучение рудопоявлений и анализ структурных условий рудообразования позволили обосновать комплекс прогнозно-оценочных критериев. При этом за основу была взята шкала критериев, предложенная А.А. Фроловым [6] для прогнозной оценки жильно-штокерковых месторождений вольфрама и апробированная на ряде месторождений Казахстана.

При оценке использованы следующие критерии: наличие проявлений верхнепалеозойского гранитного магматизма и впервые предложенные В.Т. Покаловым [2] такие параметры, как глубина залегания, мощность и форма кровли скрытой гранитной интрузии (по геофизическим данным), строение рудовмещающего разреза, морфологический тип рудных тел, размер штокерковых полей, наличие метасоматически измененных пород. Составленные в ходе геолого-структурного изучения рудопоявлений схемы в изолиниях прожилковой массы и интенсивности грейзенизации дали возможность выявить такие дополнительные критерии, как площадная прожилконасыщенность штокерковых полей и площадная интенсивность грейзенизации. Геохимические критерии были отражены в площадной продуктивности ореолов вольфрама и двумя коэффициентами зональности K_1 и K_2 . $K_1 = \text{Cu} \cdot \text{Pb} / \text{W} \cdot \text{Mo}$ представляет отношение мультипликативных значений надрудных и рудных элементов—индикаторов; уменьшение его значений связано с увеличением эрозионного среза от надрудной к собственно рудной зоне ореола; $K_2 = \text{W} / \text{Mo}$ указывает на вскрытие эрозионным срезом участков существенно вольфрамовой или молибденовой минерализации. Из минералогических критериев использовался уровень содержания вольфрама в лимонитах из зоны окисления. Этот показатель, по данным С.А. Яхонтовой, достаточно информативен при оценке вольфрамоносных объектов Казахстана. Общее количество прогнозно-оценочных критериев составило 14.

Разработанный комплекс прогнозно-оценочных критериев, ранжированных в баллах, позволил осуществить сравнительную прогнозную оценку рудопоявлений, расположенных в пределах Южно-Кужалинской надинтрузивной зоны. Она выполнена с использованием метода "мультипликативный показатель перспективности". При этом степень перспективности объекта выражается произведением баллов, которое, как это установлено ранее на примере разведанных месторождений, удовлетворительно коррелируется с масштабами оруденения [7]. Результаты сравнительной оценки

Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
Южно-Кужалинский массив								
0,81	0,60	0,31	1,30	2,90	5,33	0,06	1,46	99,50
0,25	0,54	0,66	0,32	6,37	0,66	0,09	0,68	99,50
0,55	0,48	0,30	0,38	2,57	5,05	0,13	0,92	99,50
Акчатауский комплекс								
0,7	0,8	0,4	1,0	3,6	4,6	—	—	99,6
1,3	0,5	0,3	0,9	3,8	4,2	—	—	98,9
1,1	0,5	0,2	0,5	4,2	4,3	—	—	97,5

по такому методу представлены в виде диаграммы на рис. 2. Здесь же показаны рассчитанные значения площадной продуктивности ореолов вольфрама и молибдена для каждого рудопоявления. Анализ полученных данных свидетельствует о том, что определенными перспективами обладают рудопоявления Высотное, Долинное, Балакокпекты. Для рудопоявлений Долинное, Балакокпекты, Кокпекты характерно преимущественное развитие молибденовой минерализации. По-видимому, эти объекты подверглись более глубокому эрозионному срезу, о чем свидетельствует меньшая глубина залегания гранитов (в 3—4 раза по сравнению с районом рудопоявления Высотное), а также, как правило, более низкие значения коэффициентов зональности. Напротив, рудопоявления Высотное, Актас, Дрофа характеризуются существенным преобладанием вольфрамового оруденения и менее значительным эрозионным срезом, вскрывающим перимагматические дайковые тела.

Количественная оценка рудопоявления Высотного на глубину осуществлена с использованием методики А.П. Соловова и др. [4] по геохимическим ореолам. При этом вероятная глубина распространения оруденения определялась исходя из построенной физико-геологической модели рудоносного интрузива. Особенностью настоящей количественной прогнозной оценки на глубину явилось введение поправочного коэффициента, отражающего тенденцию относительного возрастания содержаний вольфрама с глубиной; по данным поисковых скважин он был принят равным 1,71.

Оценка выполнена в двух вариантах. В первом варианте оценки в связи с тем, что значительная часть вольфрамовой минерализации рассеяна и образует на поверхности слабые ореолы, подсчет проводился в контуре изолинии 0,07% вольфрама. Эта изолиния, вероятно, оконтуривает рудные тела, находящиеся на глубине, о чем свидетельствует опыт изучения аналогичных месторождений [2].

Второй вариант оценки прогнозных ресурсов, оконтуренных в плане изолинией прожилковой массы в 5%, с учетом тенденций изменения содержаний вольфрама на глубину по данным поисковых скважин, дал близкие цифры. Исходя из установленного соотношения рудных элементов в ореолах, общие ресурсы рассматриваемого рудного объекта возрастут на 10—15% за счет молибдена.

Поиск новых перспективных площадей на данной территории встречает затруднения, так как большая ее часть (около 70%) перекрыта чехлом рыхлых отложений. В этих условиях для глубинного прогноза скрытого оруденения нами применен разработанный И.Д. Савинским и др. [3] метод комплексной интерпретации магнитных

Таблица 2. Геологическая характеристика рудопроявлений вольфрама Южно-Кужалинской надинтрузивной зоны

№ рудопроявления на рис. 1-3	Рудопроявление	Геологическая характеристика рудовмещающего разреза	Структурно-морфологический тип оруденения	Минеральный состав руд	Особенности околорудно-метасоматических изменений
1	Высотное	Северо-западный борт синклинали складки сложен терригенными и вулканогенными породами, осложнен разрывами меридионального и северо-западного простирания и провран штоком и дайками лейкократовых гранитов	Штокверк площадью 0,45 км ² , вытянутый в северо-восточном направлении. Образован тремя системами прожилков среднего и крутого падения в восточных румбах; средняя плотность 8-10 прожилков на 1 м; средняя мощность их 0,4-0,5 см. Отдельные жилы северо-восточного простирания	Основные жильные минералы - кварц, полевой шпат, менее распространены - мусковит, флюорит, кальцит, хлорит; главные рудные минералы - пирит, вольфрамит, шеелит, молибденит, менее распространены халькопирит, галенит, сфалерит, висмутин; гипергенные минералы - гидрокислы железа и марганца, повеллит	Интенсивная грейзенизация на площади 0,18 км ² , особенно в районе штока гранитов; ороговикование, пиритизация
2	Коклекты	Моноклиновая толща песчаников и сланцев падает к юго-востоку под крутыми и средними углами; на юго-западе участка обнажаются микрокварциты	Единичные кварцевые жилы мощностью до 40 см, крутого падения; редкие маломощные прожилки	Основной жильный минерал - кварц, реже распространены мусковит, флюорит; рудные минералы - молибденит, пирит, галенит; гипергенный - лимонит	Слабая грейзенизация, преимущественно в зальбандах жил, гематитизация
3	Балакоклекты	Моноклиновая толща песчаников и сланцев падает круто к востоку; в 0,7-0,9 км к юго-западу от участка шток и дайка лейкократовых гранитов; отдельные выходы микрокварцитов	Отдельные жилы и штокверк на площади 0,17 км ² , вытянутый в северо-западном направлении, образован прожилками крутого, реже среднего падения, падающими на север и северо-восток; плотность 6-8 прожилков на 1 м; средняя их мощность 0,8-1,5 см	Основные жильные минералы - кварц, полевой шпат; менее распространены флюорит, мусковит, кальцит; главные рудные минералы - молибденит, пирит, халькопирит, вольфрамит; гипергенный - лимонит	Интенсивная грейзенизация на площади 0,12 км ² , гематитизация
4	Долинное	Моноклиновая толща переслаивающихся песчаников и сланцев падает под средними углами к	Изометричный штокверк площадью 0,33 км ² , образован тремя системами прожилков крутого и в боль-	Основные жильные минералы - кварц, полевой шпат, мусковит; менее распространены флюорит,	Интенсивная грейзенизация на площади 0,14 км ² , максимум проявления которой смещен от поло-

Таблица 2 (окончание)

№ рудопроявления на рис. 1-3	Рудопроявление	Геологическая характеристика рудовмещающего разреза	Структурно-морфологический тип оруденения	Минеральный состав руд	Особенности околорудно-метасоматических изменений
		востоку; проврана крупной дайкой лейкократовых гранитов северо-западного простирания	шей части среднего падения; плотность 4-6 прожилков на 1 м; средняя их мощность 0,3-0,4 см; два скарновых тела площадью 0,01 км ²	кальцит, эпидот, гранат, хлорит, цеолит; главные рудные минералы - пирит, молибденит, шеелит, сфалерит, магнетит, гематит, вольфрамит, галенит; гипергенные - лимонит, халькозин, ковеллин, малахит, азурит, борнит, повеллит	жения штокверка к востоку на 0,5-0,8 км
5	Актас	Моноклиальная песчано-сланцевая толща субширотного простирания; на востоке и западе отдельные выходы микрокварцитов	Серия кварцевых жил северо-восточного простирания и сопровождающий их штокверк, образованный тремя системами пологих прожилков широтного и северо-восточного простирания	Основные жильные минералы - кварц, полевой шпат; реже развиты флюорит, мусковит; главные рудные минералы - пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, молибденит, висмутин; гипергенные - лимонит, ярозит, базовисмутин	Грейзенизация, окварцевание
6	Дрофа	Борт синклинальной складки, сложенный песчано-сланцевой толщей: на востоке и западе - выходы микрокварцитов; в юго-западной части песчано-сланцевые породы прорываются небольшим штоком лейкократовых гранитов и осложнены разломами северо-западного и субширотного направлений	Отдельные жилы и штокверк, образованный прожилками крутого и среднего падения, преимущественно на восток, и имеющими северо-западное и северо-восточное простирания; плотность 5-8 прожилков на 1 м; мощность их 0,3-0,5 см	Основные жильные минералы - кварц, полевой шпат; менее распространены мусковит, флюорит; рудные минералы - пирит, халькопирит, вольфрамит, шеелит, молибденит; гипергенные - лимонит, ярозит, куприт	Грейзенизация вдоль зальбандов прожилков

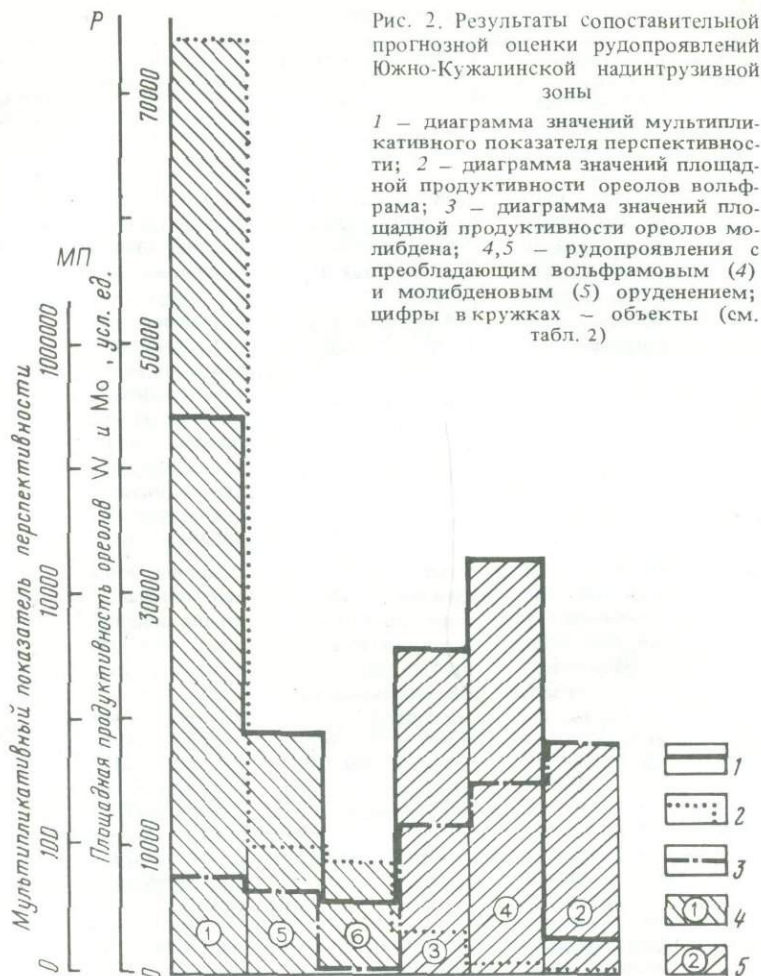


Рис. 2. Результаты сопоставительной прогнозной оценки рудопроявлений Южно-Кужалинской надинтрузивной зоны

1 — диаграмма значений мультипликативного показателя перспективности; 2 — диаграмма значений площадной продуктивности ореолов вольфрама; 3 — диаграмма значений площадной продуктивности ореолов молибдена; 4, 5 — рудопроявления с преобладающим вольфрамовым (4) и молибденовым (5) оруденением; цифры в кружках — объекты (см. табл. 2)

и гравитационных полей на основе пересчета магнитного поля в псевдогравитационное и их совместной интерпретации¹.

Корреляционный анализ псевдогравитационного и гравитационного полей благодаря единому закону их изменения позволяет сопоставлять поля с одной и той же глубиной влияния возмущающих масс. Для целей прогнозирования нами построена карта центральной части Южно-Кужалинской надинтрузивной зоны в изолиниях значений коэффициентов корреляции $\rho_{ps, \Delta g}$ между значениями псевдогравитационного и гравитационного полей (рис. 3). Расчет коэффициентов корреляции значений полей ps и Δg осуществлялся в "скользящем окне" с количеством точек в "окне" 25, на краевых участках число их уменьшалось. Исходным материалом для расчетов служили частные значения Δg_i и ΔT_i , заданные на одной и той же площади по совпадающей сети 250×250 м (всего 3111 значений).

Согласно данным И.Д. Савинского и др. [3], в области слабых корреляционных связей, которые оконтуриваются изолинией абсолютных значений $\rho_{ps, \Delta g}$ ниже 0,3, находится большая часть площадей развития метасоматически измененных пород, где расположены собственно рудные участки. При этом в пределах зон нарушения

¹ Обработка гравимагнитных данных осуществлялась в вычислительном центре ВИМС Мингео СССР О.В. Митраковой и А.И. Макаровым.

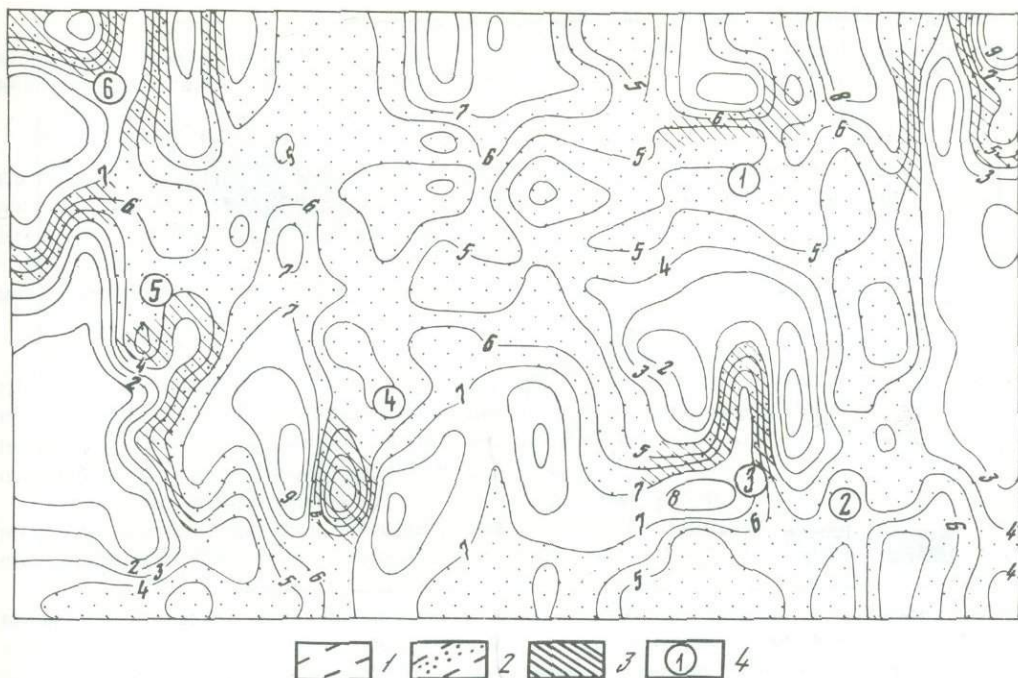


Рис. 3. Схема центральной части Южно-Кужалинской надинтрузивной зоны в изолиниях значений коэффициента корреляции $\rho_{ps, \Delta g}$

1 — изолинии значений коэффициента корреляции $\rho_{ps, \Delta g}$: 1 — (-0,8), 2 — (-0,6), 3 — (-0,4), 4 — (-0,2), 5 — 0, 6 — (+0,15), 7 — (+0,3), 8 — (+0,5), 9 — (+0,7); 2 — область малых корреляционных связей; 3 — участки локальных градиентов; 4 — молибден-вольфрамовые рудопоявления, см. табл. 1

корреляции, по данным М.И. Пахомова, наиболее перспективными оказываются локальные участки резких градиентов изолиний $\rho_{ps, \Delta g}$. Это согласуется с выводом С.А. Ақылбекова о приуроченности большинства проявлений вольфрама и молибдена в Центральном Казахстане к локальным зонам градиентов в пределах гравитационных минимумов.

Анализ схемы в изолиниях коэффициентов корреляции показывает, что четыре из шести участков с проявлением молибден-вольфрамовой минерализации расположены в области слабых корреляционных связей и два — на ее границе. На основании рассмотренных выше критериев (области нарушения корреляции и локальные градиенты) в пределах Южно-Кужалинской надинтрузивной зоны выделены площади различной продуктивности (см. рис. 3). Область низких корреляционных связей занимает около 60% территории. Градиентные области составляют приблизительно 7%, и большинство из них примыкает к известным рудопоявлениям.

Помимо данных по интерпретации геофизических полей, для глубинного прогнозирования использованы результаты металлометрической съемки. Выделение площадей по геохимическим данным осуществлялось с использованием алгоритма "Направленный поиск", разработанного Е.Н. Черемисиной [8]. Обработка геохимических данных осуществлялась в вычислительном центре ВИМС О.В. Митраковой. Оконтурирование участков различной продуктивности проводилось на основе мер сходства с эталонным объектом, в качестве которого использовалось наиболее перспективное рудопоявление Высотное. По итогам решения задачи на ЭВМ на основе мер сходства с эталоном была отстроена схема в изолиниях мер сходства (рис. 4). На схеме видно, что изолинией мер сходства 0,640 оконтуриваются все известные рудопоявления

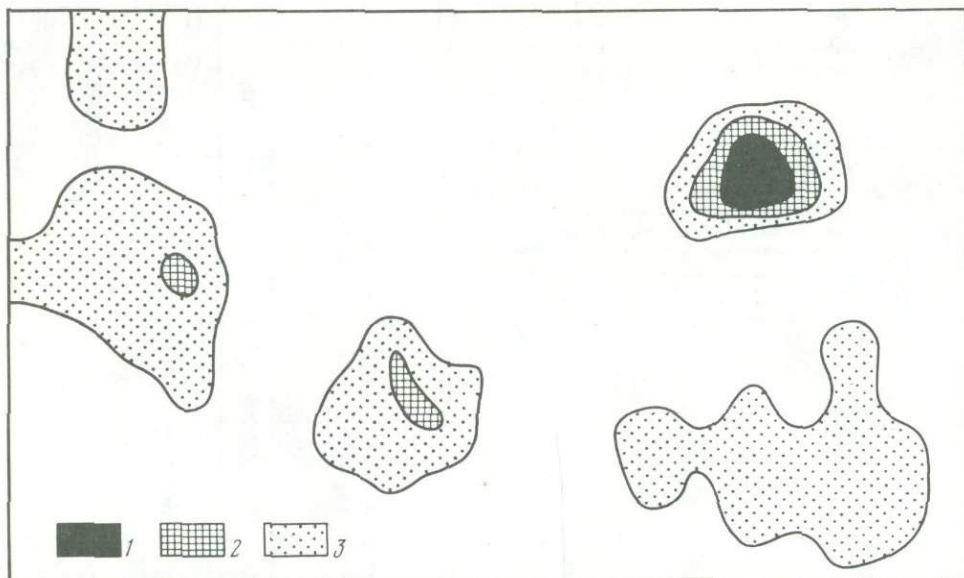


Рис. 4. Схема центральной части Южно-Кужалинской надинтрузивной зоны в изолиниях мер сходства по Геохимическим данным с рудопроявлением Высотное
1—3 — значения мер сходства: 1 — более 0,880, 2 — 0,880—0,760, 3 — 0,760—0,640

ния, а также области, к ним прилегающие. Более высокими значениями мер сходства (0,760) оконтуриваются рудопроявления Долинное и Актас. Результаты, полученные по геофизическим и геохимическим данным, существенно близки.

На территории центральной части Южно-Кужалинской надинтрузивной зоны выделяются пять основных рудных участков, включающих известные рудопроявления. Выявленные в их пределах площади различной продуктивности примыкают к известным рудопроявлениям. Они имеют различную перспективность, обусловленную совмещением четырех, трех, двух критериев. Создание физико-геологической модели рудного поля и установление границ перспективных участков обеспечивает оконтуривание объема субстрата, в котором проводится глубинный прогноз ресурсов.

Количественная прогнозная оценка осуществлялась на площадях, где происходит совмещение не менее чем двух критериев в пределах изолинии мер сходства не ниже 0,640. Перспективные области выявлены по геофизическим данным, а геохимические аномалии, оконтуренные по мерам сходства, связаны, вероятно, с наличием оруденения на значительных глубинах.

В пределах перечисленных участков, расположенных в контурах геохимических аномалий, количественный прогноз осуществлялся с использованием принципа аналогии путем сравнения их с эталонным рудопоявлением Высотное на основе мер сходства. Связь между мерами сходства и масштабами оруденения установлена путем построения графика в координатах мера сходства—продуктивность геохимических ореолов вольфрама и молибдена. Эта связь характеризуется прямо пропорциональной зависимостью и имеет вид прямой, описываемой уравнением

$$Q_{пр} = 0,41 \cdot Q_{эт} \cdot M_{сх}, \quad (1)$$

где $Q_{пр}$ — прогнозные ресурсы перспективного участка; $M_{сх}$ — мера сходства данного участка с эталонным; $Q_{эт}$ — прогнозные ресурсы эталонного рудопоявления Высотное

Данная зависимость составляет основу формул, по которым осуществлялась количественная прогнозная оценка. Так, в пределах площадей известных рудопроявлений прогнозные ресурсы определялись по формуле

$$Q_{\text{пр}} = 0,41 \cdot Q_{\text{эт}} \cdot M_{\text{сх}} \cdot K_1, \quad (2)$$

где K_1 — коэффициент соотношения площадей оцениваемого и эталонного рудопроявлений, равный для рудопроявлений Балакокпекты, Кокпекты, Долинное, Актас, Дрофа соответственно 0,50; 0,89; 0,88; 1,20; 1,44.

На новых перспективных площадях, примыкающих к известным рудопроявлениям, прогнозные ресурсы рассчитывались по формуле

$$Q_{\text{пр}} = 0,41 \cdot Q_{\text{эт}} \cdot M_{\text{сх}} \cdot K_1 \cdot K_2, \quad (3)$$

где K_2 — коэффициент достоверности выделения новых перспективных площадей, принятый на основании экспертной оценки для площадей, характеризующихся совмещением четырех, трех, двух критериев соответственно, — 0,4; 0,3; 0,2. Значения остальных параметров те же, что и в формуле (2).

Результаты количественных расчетов прогнозных ресурсов в пределах центральной части Южно-Кужалинской надинтрузивной зоны по приведенным формулам позволили оценить общие ресурсы вольфрама и молибдена.

Была также предпринята попытка оценить возможные потенциальные ресурсы вольфрама и молибдена, которые отвечают рудогенерирующей способности скрытого гранитного интрузива, исходя из его объема, устанавливаемого по гравиметрическим данным. Для этой цели С.А. Акылбеков предложил использовать отношение продуктивности гравитационного поля к объему суммарной гравитационной массы, названное коэффициентом потенциальной рудоносности $K_{\text{пр}}$. Путем построения графика установлена зависимость между коэффициентом потенциальной рудоносности гранитных интрузивов ($K_{\text{пр}}$) и известными запасами связанных с ним месторождений (Q), которая выражается формулой $Q = 0,568 K_{\text{пр}}^{3,74}$. Расчеты по этой формуле позволили обозначить верхний вероятный предел, которым могут быть ограничены общие потенциальные ресурсы.

Таким образом, результаты проведенных исследований позволяют сформулировать следующие выводы.

1. Впервые на основе количественной интерпретации гравимагнитных полей составлена объемная модель скрытого Южно-Кужалинского гранитного массива. Массив имеет мощность около 8 км и сложную кровлевою поверхность; в его апикальной части расположен ряд локальных куполов, с которыми пространственно связано молибден-вольфрамовое, преимущественно штокверковое оруденение в надинтрузивной зоне.

2. Площадь Южно-Кужалинской надинтрузивной зоны характеризуется в целом положительно, о чем свидетельствуют благоприятная геотектоническая позиция в области расщепления и затухания Успенской зоны, надинтрузивная структурная позиция с залеганием гранитов на глубине более 1 км, малый эрозионный срез, обеспечивающий сохранность оруденения на глубине, близкий к акчатаускому комплексу абсолютный возраст и петрохимический состав апофиз Южно-Кужалинского интрузива.

3. Сходный минеральный состав руд на всех объектах свидетельствует о связи с единым магматическим очагом и принадлежности рудопроявлений к молибден-вольфрамовой формации.

4. Выработаны прогноз-оценочные критерии на основе установленной объемной модели скрытого рудоносного гранитного массива и осуществлена их обработка различными методами, в том числе с применением ЭВМ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геотектоногены Казахстана и редкометальное оруденение / Г.Н. Щерба, В.В. Степанов, А.В. Кудряшов и др. Алма-Ата: Наука, 1972. Т. 1. 218 с.
2. Покалов В.Т., Орлов В.Г. Принципы определения прогнозных запасов молибдена. — Сов. геология, 1973, № 5, с. 22–32.
3. Савинский И.Д., Росман Г.И., Грушина В.В. и др. Комплексная интерпретация магнитных и гравитационных полей на основе расчета псевдогравитационного поля. — Геология и геофизика, 1982, № 5, с. 75–83.
4. Соловов А.П., Матвеев А.А., Ряховский В.М. Геохимические методы поисков рудных месторождений. М.: Изд-во МГУ, 1978. 183 с.
5. Строителева А.В. Атасуйский район. — В кн.: Геотектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным. М.: Недра, 1969, с. 404–423.
6. Фролов А.А. Штокверковые рудные месторождения. М.: Недра, 1978. 263 с.
7. Фролов А.А., Белов С.В., Вальков В.О. Опыт комплексных геолого-структурных и минералого-геохимических исследований штокверковых месторождений вольфрама. — В кн.: Геология, методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых. М.: ВИЭМС, 1981, вып. 1, с. 9–19.
8. Черемисина Е.Н. О математическом обеспечении ЭВМ для решения задачи направления опробования. — В кн.: Применение математических методов и ЭВМ при поисках полезных ископаемых. Новосибирск: ВЦ СО АН СССР, 1972, с. 200–220.

УДК 553.463:552.321.1 (574–17)

В.С. Кудрин, М.А. Кудрина

ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ГРАНИТОИДОВ И СТРАТИФОРМНОЕ ВОЛЬФРАМОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Вольфрамовые проявления Баян-Имантауской зоны на Кокчетавской глыбе Северного Казахстана обладают всеми главнейшими чертами объектов, выступающих в настоящее время в качестве эталонов стратиформного вольфрамового оруденения (Фельбертал и другие месторождения и проявления Австрийских Альп и Балкан, Ерсдален в Скандинавии, Тарриал-Спрингс на плато Колорадо, проявления Южной Африки и др.). Всем им присущи следующие характерные особенности: 1) оруденение локализовано в толщах метаморфических пород первично вулканогенно-терригенных или карбонатно-вулканогенно-терригенных формаций; 2) в разрезе этих толщ оруденение приурочено к пачкам, содержащим аповулканогенные породы базальтоидного состава и обладающим существенно повышенным содержанием вольфрама; 3) проявления оруденения прослеживаются по простиранию рудоносных толщ на десятки километров; в частности вольфрамовая минерализация в Баян-Имантауской зоне (рис. 1) установлена на протяжении до 40–50 км; 4) рудные тела имеют стратиформный характер залегания и представлены согласными линзовидно-пластовыми залежами; 5) рудная минерализация в виде шеелита и сопутствующих ему сульфидов Fe, Cu, Mo, Вi имеет рассеянно-вкрапленный и прожилковый характер и приурочена преимущественно к телам апоамфиболитовых скарноидов.

Еще одна важная, хотя и дискуссионная, особенность этих месторождений — признаки эпигенетичности рудной минерализации, образование промышленных рудных скоплений при процессах тектоно-магматической активизации.

На Баянском месторождении и других проявлениях данного района эта особенность выражена весьма отчетливо. Вольфрамовое и сопутствующее ему оруденение, так же как и вся совокупность минеральных ассоциаций рудоносных пород, включает не только ассоциации скарноидов и скарнов, но и последовательно сменяющиеся парагенезисы апоскарновых метасоматитов с шеелитами разных генераций и состава. По всем признакам генетической связи с интрузивами — пространственной ассоциации,

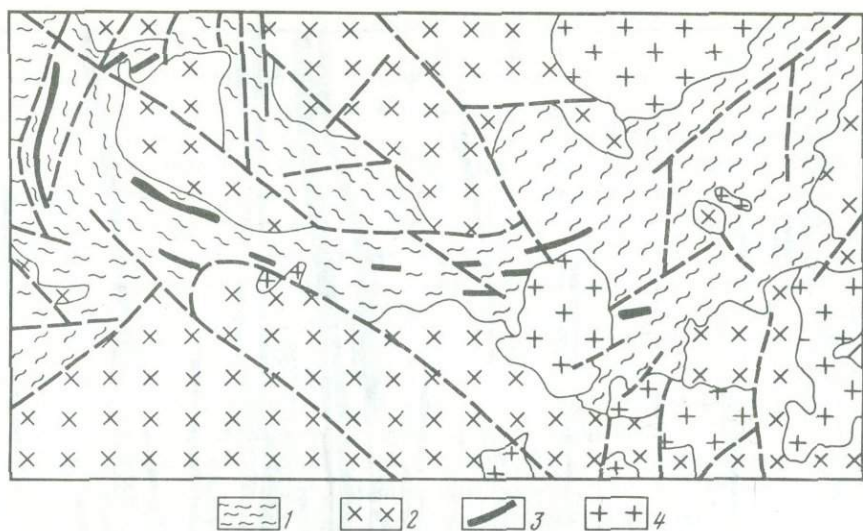


Рис. 1. Геологическая схема Баян-Имантауской рудной зоны (по данным М.М. Уколова, Г.С. Сальманова, А.К. Шеянова)

1 – породы метаморфической толщи (PR₁); 2 – гранитоиды дорудные (PZ₁); 3 – метасоматически измененные амфиболиты, шеелитонесущие скарноиды и скарны; 4 – гранитоиды пострудные (PZ₂)

близости времени образования, геохимической общности – оно сопутствует пост-метаморфическим гранитоидам периода ниже-среднепалеозойской активизации.

В генетическом отношении месторождения и рудопроявления Баян-Имантауской зоны совмещают признаки и стратиформных и плутоногенных образований.

Главными факторами "стратиформности" оруденения являются контроль размещения месторождений определенными горизонтами метаморфической толщи и первичная зараженность последних вольфрамом, которая, видимо, определяет источник рудного вещества.

Гидротермально-метасоматический характер образования рудных парагенезисов и их связь с гранитоидами эпохи активизации соответствуют условиям формирования постмагматических скарновых месторождений вольфрама. Магматические и постмагматические процессы здесь выступают как факторы мобилизации, переноса и отложения рудного вещества.

Одной из форм проявления связи вольфрамового оруденения района с гранитоидами является зависимость зональности рудоносных скарноидов и скарнов, а также концентрации в них вольфрама от фациальной зональности гранитоидов. Последняя, отражающая значительную изменчивость условий петрогенезиса, весьма своеобразна и выражена в геолого-морфологических, петрографических, вещественно-структурных и геохимических признаках.

Комплекс гранитоидов включает три генетически взаимосвязанные и синхронно образованные группы пород: аллохтонные лейкограниты, автохтонные инъекционно-метасоматические гранито-гнейсы и пегматоидные кварц-полевошпатовые породы (рис. 2). Лейкограниты слагают многочисленные пластообразные, существенно межслойные или кососекционные интрузивные тела мощностью до 5–10 м и протяженностью в сотни метров, часто образующие пространственно сближенные серии типа поясов субсогласных даек. В приконтактных частях интрузивных тел в результате тончайшей послойной инъекции магмы во вмещающие гнейсы и сланцы формируются зоны инъекционно-метасоматических гранито-гнейсов мощностью в десятки сантиметров или первых метров. Подобные же гранито-гнейсы локализованы также в крупных,

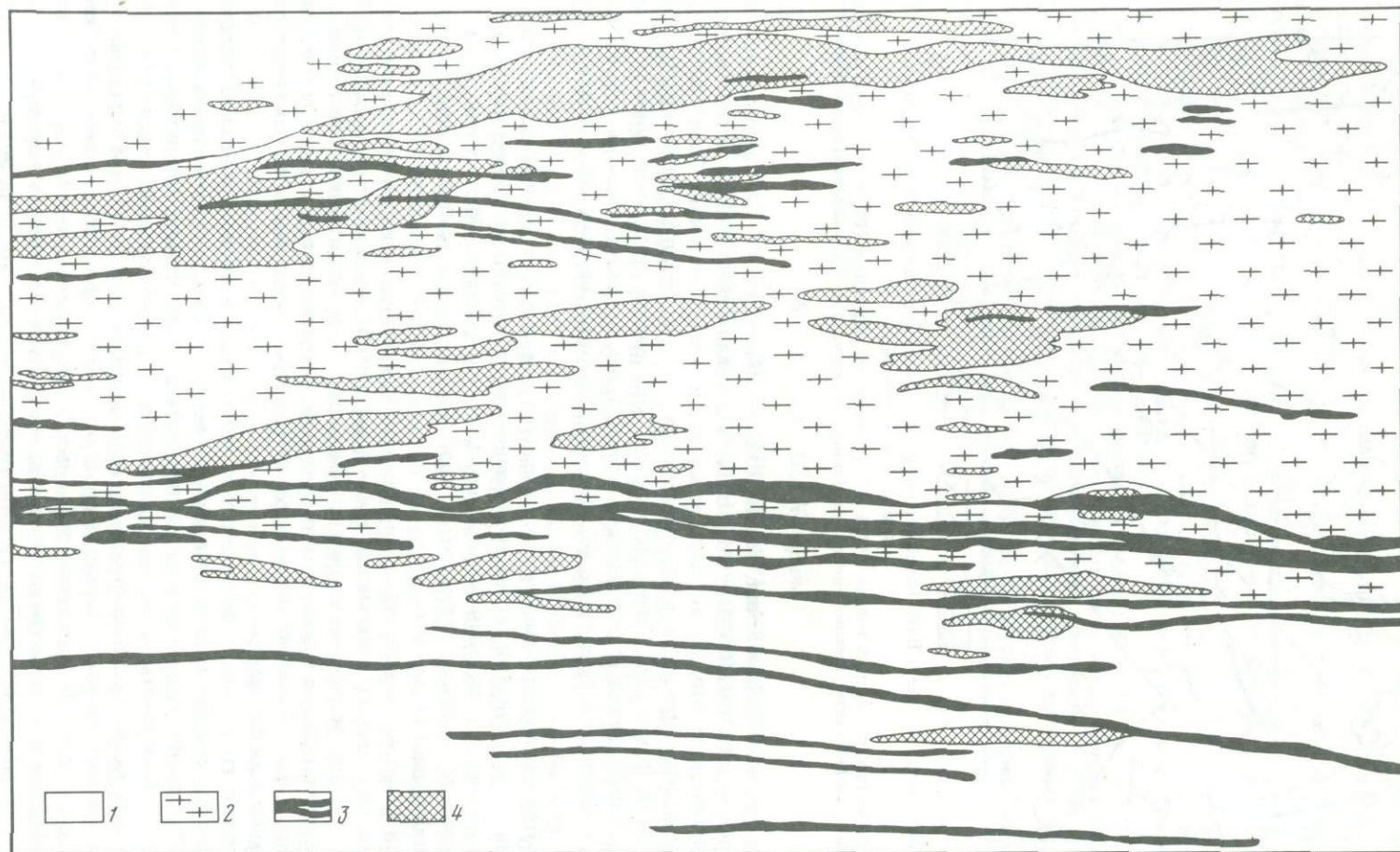


Рис. 2. Схематическая геологическая карта центральной части Байанокхского рудного поля (по А.К. Шеянову, Г.С. Сальманову и др.)

1 – метаморфические сланцы и гнейсы (PR_1); 2 – инъекционно-метасоматические гранито-гнейсы (PZ_2); 3 – интрузивные лейкограниты (PZ_2); 4 – метасоматически измененные амфиболиты, шеелитоносные скарноиды и скарны

обособленных от интрузивных тел лейкогранитов послынных зонах мощностью до десятков и сотен метров.

Пегматоидные кварц-полевошпатовые породы слагают жилообразные и шпировидные обособления в телах лейкогранитов и среди гранито-гнейсов и связаны с теми и другими постепенными переходами; они образуют также многочисленные жилы и прожилки в породах вмещающей толщи. Развитие пегматоидных пород подчеркивает генетическое родство интрузивных лейкогранитов и инъекционно-метасоматических гранито-гнейсов, которое отражено также в сходстве петрографического состава, петрохимических и геохимических особенностей всех этих пород.

Следует подчеркнуть, что, несмотря на широкое развитие процесса магматического замещения инъекционно-метасоматического характера, формирование комплекса гранитоидов, по-видимому, происходило на небольших глубинах, о чем свидетельствует невыдержанность структур пород, часто их порфирированность, гранофировые прорастания, присутствие нескольких генераций породообразующих минералов, развитие гнездовой грейзенизации, миароловые пустоты и другие признаки.

В пространственном размещении трех упомянутых групп гранитоидных образований проявлена латеральная и вертикальная зональность (рис. 3). Объемная гранитизация метаморфических пород, иногда с корневыми частями тел лейкогранитов, фиксирует центральную область максимального магматического замещения; вверх по восстанию и в стороны от нее гранитообразование постепенно затухает, проявляясь во внешней зоне лишь в виде межпластовых тел лейкогранитов и слабой гранитизации примыкающих к ним сланцев. В этом же направлении в лейкогранитах накапливаются летучие и примесные литофильные элементы.

Кварц-полевошпатовые пегматоидные породы распространены повсеместно, но образуют локальные жильно-прожилковые сгущения на фронте интенсивной гранитизации и вблизи даек лейкогранитов, а также выходят за пределы полей развития последних.

В целом зональность гранитоидов в объемном выражении соответствует купольной форме со склонением по падению вмещающей толщи и с острозубчатыми границами зон. Это видно на детальном геолого-петрографическом разрезе по постепенному возрастанию с глубиной и в направлении к ядерной зоне мощностей послынных залежей гранито-гнейсов и, напротив, по убыванию мощностей и выклиниванию горизонтов сланцев и гнейсов, а также тел лейкогранитов (см. рис. 3).

Закономерный, выдержанный характер описанной зональности гранитоидных пород в Баян-Имантауской зоне обосновывается ее совпадением по полному пересечению всех фациальных зон в двух рудных полях — на Баянском месторождении и на Имантауском рудопроявлении, а по отдельным фрагментам зональности — еще на нескольких изученных участках.

Положение рудоносных скарноидов и скарнов в зональном поле развития гранитоидов обнаруживает отчетливую закономерность: наиболее крупные тела скарнов с максимальной мощностью тыловых метасоматических зон и наибольшей концентрацией шеелита расположены во фронтальной области наиболее интенсивной гранитизации, будучи совмещенными с полями сгущения жил пегматоидных пород. Однако проявление этой закономерности возможно только при наличии в данной части разреза амфиболитов, которые избирательно подвергаются скарнированию.

Соответственно на Баянском месторождении основные рудные тела сосредоточены в северной части рудного поля (см. рис. 2). Скарнирование здесь тяготеет к телам лейкогранитов и пегматоидных пород, а его интенсивность заметно слабее, чем на севере. Что же касается размещения оруденения на глубину, то протяженность наиболее крупных скарноворудных тел по падению не превышает первых сотен метров. Ниже, в области сплошной гранитизации, они выклиниваются. Поскольку верхние части большинства рудных тел эродированы и к тому же гранитизация развивается в метаморфической толще неравномерно, проникая в нее послынными "языками", и затухает постепенно, не имея четких границ, область, благоприятная для форми-

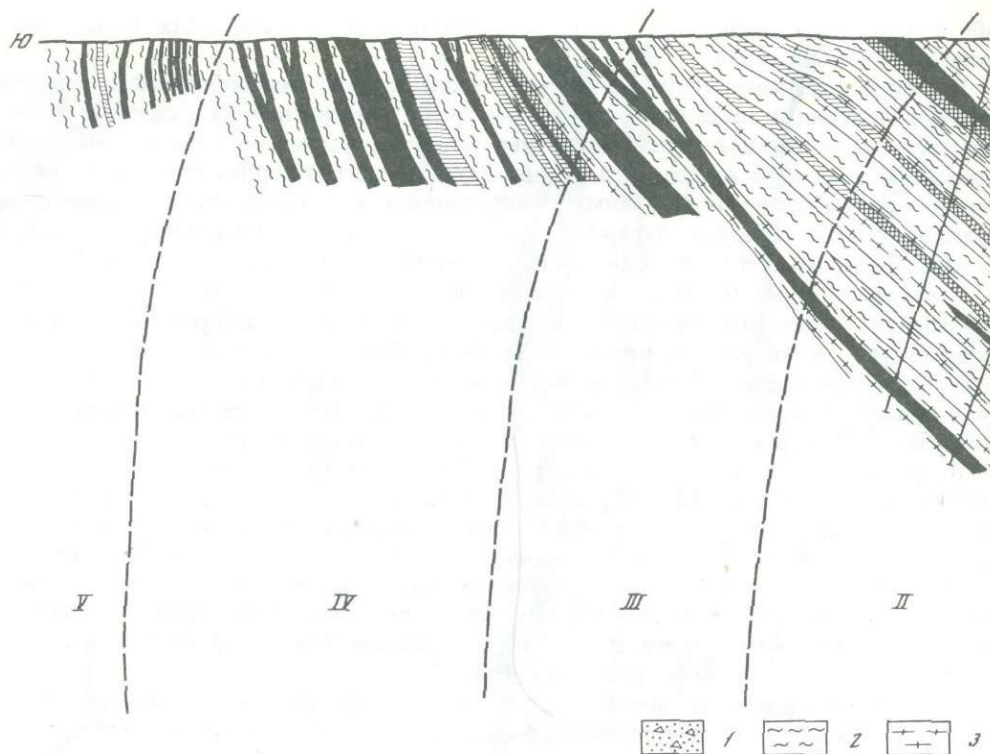


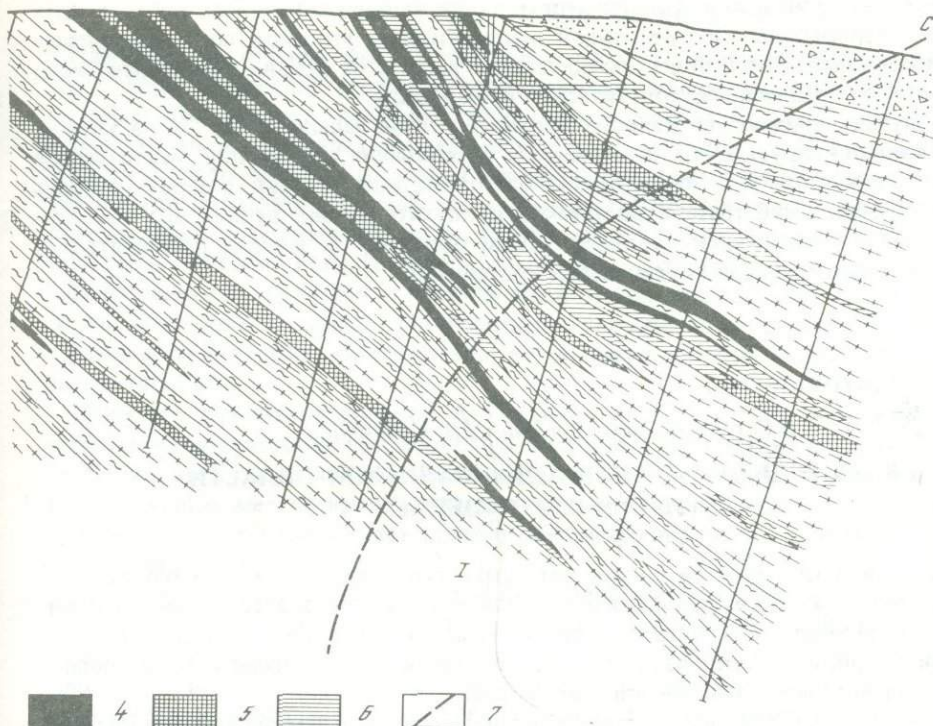
Рис. 3. Принципиальный геологический разрез Байанского рудного поля

1 — рыхлые отложения; 2 — метаморфические сланцы и гнейсы (PR_1); 3 — инъекционно-метасоматические гранито-гнейсы (PZ_1); 4 — интрузивные лейкограниты (PZ_2); 5 — шеелитонесущие скарноиды и скарны; 6 — метасоматически измененные амфиболиты; 7 — граница фашиальных зон гранитоидных образований (I — область сплошной гранитизации, II — область, близкая фронту сплошной гранитизации, III — область слабой послышной гранитизации, IV — область развития даек лейкогранитов при отсутствии объемной гранитизации, V — область развития пегматоидных кварц-полевошпатовых пород)

рования рудоносных скарноидов, по направлению падения толщи охватывает диапазон порядка 300–400 м.

Установленная эмпирическая закономерность размещения оруденения позволяет использовать формы проявления гранитоидных образований в полях развития рудоносных скарноидов в качестве критерия их прогнозной оценки. По имеющимся фактическим данным можно различать пять геологических ситуаций разной перспективности: 1) области сплошной гранитизации (однородных гранито-гнейсов с подчиненными прослоями метаморфических пород); 2) области, близкие фронту сплошной гранитизации (около половины или более пород разреза представлено гранито-гнейсами, в остальной части разреза гранитизация неполная, по тонким слоям, но в них широко развиты жилы пегматоидных пород); 3) области ограниченного проявления гранитизации в виде горизонтов гранито-гнейсов небольшой (до нескольких метров) мощности и с достаточно широким развитием даек лейкогранитов; 4) области распространения даек лейкогранитов и кварц-полевошпатовых пород при отсутствии объемной гранитизации; 5) области, где развиты только жилы и прожилки пегматоидных кварц-полевошпатовых пород.

Меру перспективности каждой геологической ситуации можно оценить и количественно, рассмотрев на материале нескольких детальных разрезов корреляционные связи и зависимость между интенсивностью гранитизации и масштабами оруденения.



Вполне понятно, что использование установленной зависимости в качестве оценочного критерия может быть наиболее эффективным не в случаях изучения и оценки перспектив оруденения, выходящего на поверхность, где и без того можно получить необходимые прямые данные непосредственно по рудным телам. Она более полезна для глубинного прогноза в ситуациях, мало- или неперспективных на поверхности. Основой для такого глубинного прогноза может служить графическое построение фигуры ожидаемой зональности гранитоидов на оцениваемом объекте ниже уровня его эрозионного среза исходя из фациальных особенностей гранитоидных образований на его поверхности.

Необходимо подчеркнуть, что предлагаемые построения зональности должны обязательно сочетаться с тщательной экстраполяцией на глубину геологического строения участка (или еще лучше — его глубинным картированием). Это необходимо и для более точного построения объемной фигуры зональности гранитоидов (в частности для определения склонения магматических колонн по падению вмещающей толщи) и с целью установления соответствия состава субстрата условиям формирования скарноидов и, наконец, для оценки вероятных параметров ожидаемых рудных тел. Наиболее важную роль в этих случаях играет изучение строения разреза и условий залегания вмещающей толщи, так как от наличия и объемов развития амфиболитов на фронте гранитизации зависят возможности реализации благоприятных условий для образования рудоносных скарноидов. В этом отношении примером неблагоприятной ситуации служит Иммантауское рудопоявление, где в полном разрезе всей колонки фаций гранитоидов, такой же как и на Баянском, фронт магматического замещения приходится на часть разреза метаморфической толщи, практически не содержащую амфиболитов.

Предложенный критерий прогнозной оценки стратиформных скарноидно-шеелитовых месторождений вольфрама может использоваться не только для локального глу-

бинного прогноза оруденения. Он применим и для выбора в пределах протяженных зон развития стратиформной шеелитовой минерализации участков под первоочередные детальные поисковые и поисково-оценочные работы на основе предварительного анализа довольно ограниченной геологической информации.

Во всех случаях применения данного критерия нельзя забывать, что он не универсален, так как фиксирует лишь возможность образования оруденения, реализуемую в случаях существования некоторых других благоприятных условий, в первую очередь подходящего состава субстрата и достаточно высокого уровня первичного накопления вольфрама во вмещающих толщах. Таким образом, он должен применяться в сочетании с другими прогнозно-оценочными критериями.

УДК 553.3.41:551.243 (571.1+5-13)

В.С. Сурков, И.С. Туркин, Л.В. Кунгурцев

СВЯЗЬ РУДНЫХ РАЙОНОВ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ С ГЛУБИННЫМ СТРОЕНИЕМ

Задача определения глубинности рудоносных структур путем объемного геолого-тектонического районирования с широким использованием методов геофизики является важнейшей, поскольку в будущем предполагается освоение глубокозалегающих месторождений полезных ископаемых, выявление которых обычными традиционными геологическими методами практически невозможно.

В последние годы СНИИГГиМС проводит планомерные и целенаправленные исследования по расчленению земной коры Сибири, включая и Алтай-Саянскую область, по типам ее современной структуры с выделением характерных глубинных составляющих, которые могут быть увязаны по составу, морфологии и другим геолого-геофизическим параметрам с поверхностными структурами. Разработка и совершенствование методов объемного районирования проводится на основе анализа геолого-геофизических данных с объемным моделированием земной коры и литосферы с учетом зональности стратифицированных и магматических пород в разновременных структурно-формационных зонах [5, 8, 10]. Сделана также попытка увязать особенности пространственно-временного размещения магматических и рудных формаций с ранее выделенными поверхностными структурами современной земной коры и ее глубинным строением.

Объемное районирование Алтай-Саянской области базируется на представлении о доминирующей роли вертикальных тектонических движений в фанерозе и важной роли изостатической гомогенизации в процессах тектогенеза, хотя мы допускаем возможность значительных раздвигов плит литосферы (десятки, первые сотни километров), сдвиго- и надвигообразования и в процессе рифтообразования, сквозного и интенсивного воздействия мантийных масс на блоки коры при диапиризме [5, 7, 8, 10].

Общая схема развития подвижного пояса представляется нам как последовательный ряд событий, в процессе которых формируются сменяющие друг друга и накладывающиеся друг на друга структурные комплексы геосинклинального, прото-, дейтероорогенного и плитного типов со своими магматическими и рудными формациями.

С этих позиций ниже рассматриваются состав разновременных мегакомплексов Алтай-Саянской области и особенности размещения оруденения различных рудных формаций. Этому предшествовало моделирование структуры земной коры в гравитационном поле на основе геолого-геофизических данных по опорным профилям. Эти данные легли в основу составления карт байкальского, салаиро-каледонского и герцинского мегакомплексов [3, 12].

Алтае-Саянская область (АСО) как составная часть подвижного Урало-Монгольского пояса характеризуется сложным гетерогенным складчато-глыбовым строением. Она включает байкальские, салаиро-каледонские и герцинские мегакомплексы, отличающиеся составом осадочных, магматических и рудных формаций. Асимметрия строения области с северо-востока от края Сибирской платформы на юго-запад в сторону Обь-Зайсанской складчатой системы обусловлена направленно-волновым смещением геосинклинального режима развития байкальской, салаиро-каледонской и герцинской складчатых систем. Гетерогенность комплексов основания этих систем, характер их послескладчатого развития и последующая эрозия мегаблоков предопределили существование разнородных пространственно-совмещенных структур мегакомплексов с различным вещественным составом рудно-магматических формаций в пределах единых мегаблоков.

Наиболее древними в пределах АСО являются до байкальские комплексы, развитые в Протеросаяне (Бирюсинская, Канская и Дербинская глыбы), где они слагают блоки выступа основания байкальских структур. Добайкальские комплексы сложены глубоко метаморфизованными метатерригенно-метавулканогенными породами в нижней части разреза и метатерригенно-метакарбонатными — в верхней, с общей мощностью осадков до 7 км.

Широко развитые в АСО байкальские, салаирско-каледонские и герцинские мегакомплексы находятся в латеральном направлении в сложно сопряженном или пространственно разобщенном отношении с резкими перепадами мощностей по вертикали (рис. 1, см. вкл.). Структурно-обособленные элементы байкальские известны в Протеросаяне и в Сангиле и отнесены к рифею. Байкальский мегакомплекс сложен в Протеросаяне карбонатно-терригенно-вулканогенными породами эвгеосинклинального типа; в Тувино-Монгольском устойчивом массиве — терригенно-вулканогенными и терригенно-карбонатными породами миогеосинклинального типа; в Сангиле — кремнисто-карбонатными эвгеосинклинальными и в Ийско-Урикской зоне — флишоидными миогеосинклинального типа осадками. Терригенно-карбонатные осадки байкальского мегакомплекса в виде фрагментов комплекса основания салаирид известны также в Горном Алтае (Телецкий, Чулышманский и Теректинский выступы) и в Кузнецком Алатау (Томский выступ). Магматические формации байкалид представлены массивами гипербазитов (идарский, лысанский комплексы), габброидов (арбанский, еловский комплексы), гранит-гранодиорит-плагиогранитов (игнокский, тебинский, ортоадырский комплексы) и гранитов (саянский, сыдинский, кыстарысский комплексы). Наиболее широко развиты гранит-мигматитовые породы, образующие батолитовые тела, сложенные микроклин-ортоклазовыми двуслюдяными, биотит-роговообманковыми гранитами, гранодиоритами и лейкогранитами. Вулканогенные образования байкалид представлены зеленокаменными основными эффузивами метадиабазовой ассоциации с отчетливо натриевым уклоном и высокой титанистостью. Нередки субвулканические габбро-диабазы. Как правило, метавулканогенные и метатерригенные образования слагают ритмично-слоистые пачки пород мощностью до 5—8 км и большой линейной протяженности.

Салаиро-каледонский мегакомплекс АСО является важным как по пространственной распространенности, так и по структурно-вещественной значимости. Геосинклинальное основание мегакомплекса венд-нижнекембрийского возраста сложено терригенно-вулканогенными эвгеосинклинального типа осадками в Восточном Саяне, Восточной Туве, Кузнецком Алатау, Горном Алтае и на Салаире. Несколько более поздние миогеосинклинальные осадки известны в Центральной части Западного Саяна и в Южно-Холзунской структуре Горного Алтая. Геосинклинальный разрез салаиро-каледонского мегакомплекса характеризуется повышенной основностью вулканитов недифференцированных и контрастных натриевых базальтовых серий, крем-

нисто-карбонатными и флишоидными типами осадков и большой мощностью фемических осадочно-вулканогенных формаций (до 3,0—4,0 км). Интрузивные породы представлены гипербазитами актовракского, чаганузунского и саланского комплексов, габброидами и габбро-пироксенит-дуниновыми породами усинского, аламбайского, лысогорского, шиндинского и других комплексов. Салаиро-каледонскому комплексу свойствен эвгеосинклинальный уклон формационных рядов осадочно-магматических пород с четко выраженной структурно-вещественной зональностью в восточной части, развитие протяженных узколинейных структурных зон с офиолитовыми формациями в осевых частях; формирование субизометрических блоков с унаследованным от байкалийского характером типа устойчивых срединных и краевых массивов с сокращенными мощностями осадков геосинклинального типа и с синхронным или несколько более поздним развитием миогеосинклинальных зон с граувакко-флишоидным и кремнисто-глинистым (аспидным) составом осадков; миогеосинклинальный уклон формационных рядов в западной части с устойчивым молассо-флишевым типом осадков (Южно-Холзунская, Куртушибинская зоны).

Протоорогенные осадочные формации представлены карбонатно-терригенными и терригенными толщами с возрастающей ролью в них серо- и красноцветных алевропесчано-сланцевых отложений и с широким развитием флишоидов. Эти толщи слагают унаследованные впадины и прогибы. По обрамлению поднятий развивается грубообломочная моласса с осадками небольшой мощности.

Среди магматических образований широко распространены плутогенные породы формации пестрых батолитов и гранитоидов повышенной основности габбро-плагиио-гранит-тоналит-гранодиорит-гранитового состава мартайгинского, ольховского, таннуольского, большепорожского и других комплексов.

Вулканогенные серии пород в протоорогенезе имеют ограниченное распространение и представлены предположительно ордовикскими базальт-андезитами и андезитодацитами, иногда с трахитоидной составляющей (в Кузнецком Алатау, Туве и в Западном Саяне).

Общий состав осадков и магматических образований в протоорогенезе имеет более кислый мафито-салитовый профиль по сравнению с мафитовым геосинклинальным.

Герцинский мегакомплекс охватывает всю Алтае-Саянскую область. Геосинклинальные образования девонского и нижнекаменноугольного возраста в Рудном Алтае, в Калба-Нарымской и Томь-Кольванской зонах состоят из вулканогенно-терригенных и терригенных, реже карбонатно-терригенных осадков мощностью до 10—12 км. Разрез здесь сложен флишоидными глинисто-сланцевыми осадками и вулканогенными базальтами и базальтоидами кварц-кератофиrowыми, андезито-базальтовыми и андезито-риолитовыми калиево-натриевыми породами, иногда с трахитовой составляющей. С вулканитами ассоциируют разнообразные по составу тела субвулканических штоков, силлов и даек.

Протоорогенный комплекс герцинид развит в пределах Горного Алтая (Ануйско-Чуйская, Северо-Холзунская и Белоубинская структурно-формационные зоны) и частично в пределах ареала развития пород сложного салаиро-каледонского мегакомплекса. Протоорогенные образования представлены флишоидными алевролитопесчано-сланцевыми и карбонатно-терригенными осадками карбона и перми. Ареал их развития и мощности осадков значительно меньше по сравнению с геосинклинальными осадками этого мегакомплекса. Состав протоорогенных осадков в целом мафито-салитовый, магматические породы сложены дифференцированными калиево-натриевыми базальтами и базальтоидными сериями андезит-дацит-риолит-трахитового состава и плагииогранит-гранодиорит-гранитовыми батолитами змеиногорского и калбинского комплексов.

Дейтероорогенные образования герцинского мегакомплекса занимают всю восточную часть АСО, включая и ареалы развития пород байкальского мегакомплекса. Они выполняют крупные впадины и прогибы (Кузнецкий, Минусинские, Тувинский и др.),

мощность их до 4–5 км. Это серо- и красноцветные осадки алевролитово-аргиллитово-песчано-сланцевого состава с заметной ролью мергелей и песчаных известняков. На поднятиях и по обрамлению впадин формируются молассы с небольшой (до 0,3–0,5 км) мощностью осадков. Роль красноцветов в составе осадочных толщ значительно возрастает по сравнению с протоорогенными осадками.

Магматические образования в пределах ареала герцинского мегакомплекса сложены преимущественно вулканогенными базальт-базальтоидными полно дифференцированными калиево-натриевыми сериями пород андезит-дацит-риолит-трахитового состава с разнообразными субвулканическими их комагматами (от габбро до гранит-порфиров и сиенитов), слагающими штоки, силлы, дайки, корневые части палеовулканов. Как правило, дейтероорогенные вулканы и субвулканические комагматы пространственно тяготеют к глубинным зонам разломов древнего заложения.

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА МАГМАТИЧЕСКИХ И РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Анализ последовательно-временного развития мегакомплексов приводит к выводу о направленном изменении состава осадочных, магматических и рудных формаций, обусловленным тектоническим различием мегакомплексов и смещением уровней формирования рудо- и магмогенерирующих очагов [16].

В истории развития земной коры и, следовательно, магматизма и металлогении АСО четко проявляется стадийность [11]. В раннепротерозойское и частично архейское время формируются добайкальские ультрамафит-мафитовые формации пород мантийного происхождения, связанные с деструктивной стадией, и гранитоидные коровые формации со слюдяными и редкометальными пегматитами, связанные с конструктивной стадией. В Протеросаяне и Сангилене в байкальском мегакомплексе выделяются базальтовые вулканогенные формации с железосульфидным оруденением, также обусловленным деструкцией коры, и гранито-гнейсовые формации с редкометально-сульфидным и железорудным типом минерализации, связанной с конструктивной стадией ее развития.

Для раннепалеозойских геосинклинальных вулканогенно-плутогенных базальтовых формаций характерен мафитовый тип рудных формаций, для среднепалеозойских позднегеосинклинальных и протоорогенных базальтовых и габбро-плагиигранитовых формаций – салито-мафитовый тип и для средне- и позднепалеозойских – мафито-салитовый тип рудных формаций, причем изменчивость рудно-магматических формаций сильнее выражена в коровых, нежели в мантийных производных. Так, в байкальском, салаиро-каледонском и герцинском мегакомплексах с ультрабазитами ассоциирует хром, с базитами – никель, медь, железо, титан и др., с плагиигранитами – скарное железо, медь и др., тогда как с коровыми гранитоидными формациями, сформировавшимися на конструктивной стадии развития земной коры в условиях сжатия, связаны формации с сульфидно-редкометальной минерализацией. Как указывает В.И. Смирнов [8], нет заметной качественной эволюции рудных формаций, но есть количественная эволюция рудообразования для определенных групп металлов и месторождений.

Байкальский мегакомплекс АСО сложен преимущественно породами гранитоидных формаций – гранито-гнейсами, микроклин-ортоклазовыми гранитами, реже гранодиорит-плагиигранитами и граносиенитами, причем ареалы гранитных батолитов расположены в антиклинориях, гранито-купольных поднятиях и в выступах комплекса добайкальского основания, в основном за пределами глубинных разломов. Осадочно-вулканогенные и интрузивные образования первого этапа в результате проявления позднебайкальского и салаиро-каледонского тектонических циклов преобразованы в глубоко метаморфизованные метатерригенно-метавулканогенные породы, слагающие линейные зеленокаменные и гнейсовые пояса.

Магматические формации салаиро-каледонского мегакомплекса (Саяны, Кузнецкий

Алатау, Горный Алтай) также отличаются пестрым составом слагающих их пород (рис. 2, см. вкл.). Для раннегеосинклинальной стадии характерны гипербазитовые интрузии, пространственно совмещенные с габбро-пироксенит-дунитовой, пироксенит-гарцбургитовой и габбро-норитовой ассоциациями пород с мафическим комплексом металлов (хром, титан, железо, медь, никель), а также базальтовые недифференцированные и контрастные серии вулканитов натриевого уклона с колчеданно-полиметаллическим, включая и стратиформные месторождения, оруденением. Эта своеобразная офиолитовая формация тяготеет к глубинным разломам, которые продолжали развиваться и на последующем этапе формирования складчатой системы, трассируя её осевую зону [1].

В протоорогенный этап развития салаиро-каледонской складчатой системы в условиях общего сжатия образуются гранито-батолитовые формации диорит-гранодиорит-гранитовой, адамеллит-тоналит-плагиогранитовой и габбро-диорит-монцитовой ассоциаций пород в эвгеосинклинальных и гранит-гранодиорит-плагиогранитовой — в миогеосинклинальных зонах. В этот период идет наращивание "гранитно-метаморфического" слоя коры, формируется новая континентальная кора и развиваются коровые рудогенерирующие очаги. Связь глубинных разломов с мантией в этот период маловероятна.

В зонах, подверженных дейтероорогенезу, в это время образуются разнообразные по составу магматические формации в основном в пределах глубинных зон, унаследованных от деструктивной стадии развития. Вулканогенные серии представлены дифференцированными натриевыми и калиево-натриевыми базальтами и базальтоидами с широко развитыми субвулканическими их комагматами (габбро-диабазы, диориты, граниты, порфиры, сиениты). Интрузивные образования — граниты и габбро — нередко имеют щелочной состав (рис. 3, см. вкл.)

В активизированных участках байкальского мегакомплекса появляются щелочно-габброидные и щелочно-ультраосновные формации пород (нефелиниты, карбонатиты, мельтейгиты, щелочные сиениты).

Формирование магматических пород в герцинском мегакомплексе Рудного Алтая и Калба-Нарымской зоне происходило в основном в той же последовательности. Здесь на деструктивной стадии в девонское время формируются офиолитовые и вулканогенные базальтовые формации (Иртышская зона смятия, Чарский пояс). В вулканогенных сериях заметную роль приобретают трахитоидные разновидности пород базальт-андезит-дацитовой и андезит-дацит-риолитовой формаций. На поздней стадии формирования гранито-батолитовые интрузии развиты широко и представлены породами гранодиорит-гранитовой, гранитовой и граносиенит-лейкогранит-гранитовой ассоциаций, тождественных дейтероорогенным гранито-батолитам салаиро-каледонского мегакомплекса.

Подчеркнем, что ареалы развития магматических пород в структурах мегакомплексов жестче детерминированы в своих латеральных рядах, чем в вертикальных [3, 7]. Поэтому синхронизированные ряды магматических формаций, возникающих в соответствующий этап развития системы, захватывают также ареал смежных структур предшествующих мегакомплексов, но уже с несколько иным составом пород, и сопоставляться они должны с этапом проявления "своего" мегакомплекса [5]. Например, щелочные гранитоиды девон-каменноугольного возраста в салаиро-каледонских структурах являются дейтероорогенными, а в герцинских — протоорогенными.

Петрологический, петрохимический состав пород магматических формаций, их пространственно-временное и структурное положение во многом определяют состав парагенных рудоносных формаций [2, 4, 14].

В АСО, как и в ряде других районов Союза (Е.А. Радкевич, А.И. Семенов, Е.Т. Шаталов, Д.В. Рундквист, Д.С. Харкевич и др.), прослеживаются четыре типа эволюционных рядов рудных формаций: фемические → салическо-фемические → фемическо-салические и салические, характерные для различных этапов развития мегакомплексов и связанные с соответствующими рядами магматических формаций (см. таблицу, рис. 4, см. вкл.).

**Парагенные ряды рудно-магматических формаций салаиро-каледонского
и герцинского мегакомплексов**

Магматическая формация	Рудная формация	Этапы развития мегакомплексов	Возраст	Регион
Салаирско-каледонский мегакомплекс				
Плутоногенная дунит-перидотит-габбро-норитовая	Хромитовая, титано-магнетитовая	Геосинклинальный	V-E ₁	Тува, Восточный и Западный Саян, Кузнецкий Алатау
Вулканогенная базальтовая контрастная и недифференцированная натриевая серия	Колчеданно-полиметаллическая	”	E ₁ -2	Тува, Саяны, Салаир, Кузнецкий Алатау
Плутоногенная ”пестрых батолитов, гранит-гранодиорит-плагиогранитовая	Титаномагнетитовая, скарновая; золоторудная, сульфидно-редкометальная	Протоорогенный	E ₂ -O	Тува, Кузнецкий, Алатау, Саяны
Вулканогенная и субвулканическая базальтовая дифференцированная калиево-натриевая серия	Cu-Mo-порфировая, Au-сульфидная, редкометально-сульфидная, апатит-магнетитовая, полиметаллическая	Дейтероорогенный	S-D ₂	Тува, Саяны, Горный Алтай, Кузнецкий Алатау
Плутоногенная щелочных и лейкократовых гранитов, граносиенитов, апогранитов	Грейзеновая редкометальная, штокверковожилная сульфидно-редкометальная	”	D ₂ -3	Тува, Восточный Саян, Кузнецкий Горный Алтай
Щелочно-габброидная нефелин-сиенитовая	Редкометально-редкоземельная	Дейтероорогенный поздний	D ₃	Тува, Восточный Саян, Кузнецкий Алатау
Герцинский мегакомплекс				
Вулканогенная базальтоидная контрастная и дифференцированная калиево-натриевая серия	Колчеданно-полиметаллическая, ртутно-сурьмяно-мышьяковая	Геосинклинальный	D ₁ -2	Рудный Алтай, Калбинская зона
Плутоногенная гранит-гранодиорит-граносиенитовая	Пегматит-грейзеновая сульфидно-редкометальная	Протоорогенный и раннейтеороорогенный	D ₃ -P ₁	Рудный Алтай, Калба-Нарымская зона

Фемические рудные формации характерны для ультрамафит-мафитовых магматических формаций раннего эвгеосинклинального этапа развития каждого (байкальского, салаиро-каледонского и герцинского) мегакомплекса с некоторым уменьшением количества фемических металлов от ранних мегакомплексов к поздним, но с возрастанием качественного состава металлов.

Салически-фемические рудные формации типичны для раннепротоорогенного этапа развития мегакомплексов и связаны с развитием мантийных вулканоструктур, развивающихся на фоне сформировавшейся новой континентальной коры, и, как правило, ассоциируют с базальтовыми вулканитами и гранитоидами повышенной основности.

Фемически-салические рудные формации развиваются в ранние эпохи конструктивной стадии в протоорогенный и дейтероорогенный этапы развития мегакомплексов и связаны с мантийно-коровыми вулканоструктурами с глубокой дифференциацией магматического вещества (многофазные гранито-плутоны и штоки, дифференцированные калиево-натриевые вулканогенные породы). Эта группа рудных формаций в АСО отличается, как и предыдущая, наибольшим разнообразием элементов в

месторождениях различных генетических типов. Как правило, салически-фемические и фемически-салические рудные формации пространственно тяготеют к одним и тем же структурам, последовательно смещаясь во времени.

С а л и ч е с к и е рудные формации развиваются на конструктивной стадии, в условиях становления новой континентальной коры и тяготеют к жестким гранито-купольным и антиклинальным поднятиям преимущественно в миогеосинклинально-складчатых структурах Горного Алтая, Калба-Нарымской зоны и особенно в байкальских гранито-гнейсовых зонах и в гранитном комплексе выступов основания добайкальского мегакомплекса в структурах Протеросаяна и Сангилена. Подчеркнем, что как в ранних так и в поздних мегакомплексах качественный состав рудных формаций во многом тождествен, а генетический тип месторождений заметно меняется: в докембрийских рудных формациях преобладают слюдяные и редкометалльные пегматиты с ниобием, танталом и др., а в позднепалеозойских — грейзеновые и метасоматические рудные формации с вольфрамом, молибденом, ниобием, танталом и другими металлами.

Как видно на рис. 4, в АСО проявлены фемические и фемически-салические рудные формации, пространственно тяготеющие к структурам эвгеосинклиналей в Туве, Кузнецком Алатау, Горном и Рудном Алтае. Собственно салические рудные формации имеют подчиненное значение.

Сочетание соответствующих магматических и рудных формаций характерно для конкретных типов структур, в которых, как отмечалось выше, могут быть развиты мантийные и коровые: рудогенерирующие очаги (Рудный Алтай, Кузнецкий Алатау, Восточная Тува и др.). В ряде случаев имеется возможность заранее прогнозировать пространственно-временное (структура, этажи развития) положение тех или иных рудных формаций и, следовательно, рассчитать уровень (горизонт) рудолокализации оруденения от современной дневной поверхности. Однако рудно-магматические формационные ряды нередко являются многоярусными и полихронными в вертикальном разрезе мегакомплекса, поэтому не просто оценить сравнительные масштабы оруденения и его место в разрезе, особенно древнего оруденения, учитывая характер и интенсивность мантийных процессов, влияющих на перестройку земной коры.

СОВРЕМЕННОЕ ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Изучение глубинного строения Алтая—Саянской области проводилось по методике, разработанной в СНИИГГиМС на основе гипотезы изостазии и детерминированной схемы комплексного анализа геофизических данных [7, 11]. Современное состояние изученности глубинной структуры земной коры региона позволяет охарактеризовать по особенностям строения только крупные структурные зоны или складчатые системы в целом. Для салаиро-каледонской складчатой системы характерны повышенные значения гравитационного поля, что связано с уменьшенной мощностью "гранитно-метаморфического" слоя в одних структурах либо с повышенной его плотностью (фемический профиль коры) в других. В пределах складчатых систем байкалид и герцинид гравитационное поле в среднем пониженное — признак менее плотной коры и подкорового слоя (салический профиль коры). Особенно четко эта закономерность проявлена в модели земной коры АСО, рассчитанной на начало эпохи формирования современного рельефа (глубины до гипотетической поверхности М, вычисленные без учета нагрузки масс, расположенных выше уровня моря) [12].

В рельефе поверхности М, определенном по указанной выше методике, выделен ряд крупных приподнятых и опущенных блоков. Максимальная глубина погружения подошвы коры в Горном Алтае и Шашальском горсте — 57–60 км, в Рудном Алтае, Горной Шории, Западном и Восточном Саянах — 51–54 км; минимальные глубины (39–42 км) характерны для межгорных впадин — Кузнецкой, системы Минусинских и др. Из анализа строения подошвы земной коры вытекает, что ее морфология создана тектоническими движениями предшествующих этапов развития, о чем свидетельствует

различная мощность коры в разнотипных структурах, имеющих одинаковый уровень современной поверхности дневного рельефа [9].

Мощность "гранитно-метаморфического" слоя в АСО близка к "стандартной" и равна примерно 20 км. Сокращение ее наблюдается в Бийско-Катунском массиве (до 15 км) на севере Западного Саяна и в Кузнецком Алатау (15–17 км), т.е. в эвгеосинклинальных структурах салаиро-каледонского комплекса с преимущественно мафическим составом коры. В Центрально-Западносаянском и Талицком антиклинориях, Телецко-Чулышманском устойчивом массиве мощность "гранитно-метаморфического" слоя возрастает до 24–27 км; здесь преобладает салический тип коры.

Мощность "базальтового" слоя изменяется в широких пределах — от 30 км в Кузнецком Алатау и 39 км в Бийском массиве до 12 км в Кузнецкой впадине, причем она достаточно четко коррелируется с осредненным рельефом земной поверхности. Выявлено, что мощность "гранитно-метаморфического" слоя меньше для структур салаиро-каледонского мегакомплекса (кроме Центрально-Западносаянской и Телецко-Чулышманской структур) по сравнению с байкальским и герцинским, где в целом пониженное гравитационное поле указывает на разуплотнение глубинных слоев. Как видно, повышение мощности "гранитно-метаморфического" слоя характерно для структур с салическим профилем магматических и рудных формаций, а "базальтового" — с фемическим и салическим (см. рис. 2–4). Унаследованные синклинии имеют уменьшенную мощность "гранитно-метаморфического" слоя, повышенную плотность вещества геосинклинальных образований, а унаследованные антиклинории, наоборот, повышенную его мощность и пониженную плотность вещества.

Глубина подошвы салаиро-каледонского геосинклинального комплекса [12] в Восточно-Салаирском синклинии равна 6–8 км — на севере и 18 км — на юге, в Северо-Саянском — 5–15 км, в Ануйско-Чуйском — 4–7 км, в Уйменско-Лебедском — 4–15 км, в Тельбесском — 4–10 км. В пределах зон офиолитовых поясов — Кизасско-Ойском, Куртушибинском, Муйском, Борусском — мощность до подошвы геосинклинального комплекса равна 4–15 км, а в Хакасском массиве — до 15 км и в Центрально-Тувинском — до 2 км. Глубина подошвы герцинского геосинклинального комплекса в Калбинском инверсионном мегаантиклинории — 8–15 км, в Рудно-Алтайском — до 10 км.

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РУДНЫХ РАЙОНОВ В БЛОКАХ СТРУКТУР С РАЗЛИЧНЫМ ГЛУБИНЫМ СТРОЕНИЕМ

Анализ современного глубинного строения земной коры и верхней мантии, характера тектонического развития мегакомплексов и состава осадочных, магматических и рудных формаций позволяет выявить связь между современными глубинными границами и размещением полихронного рудного вещества в образованиях мегакомплексов. Такая связь рассматривается исследователями на примере некоторых районов страны [6, 7, 15], но удовлетворительного объяснения причинности их не дается.

Как было отмечено выше, современная структура земной коры АСО сформировалась в результате последовательного ряда тектонических циклов, каждый из которых приводил к значительным перестройкам структуры коры и к изменению ее состава. Происходило постепенное, стадийное наращивание континентальной коры с востока на запад, что выражалось в увеличении ее мощности и в одновременном повышении ее сиаличности. Процесс формирования коры наиболее интенсивно проявился в собственно геосинклинальный и дейтероорогенный этапы с максимальным привносом рудного вещества в верхние горизонты коры. В последующие этапы структурно-вещественные изменения не носили глобального характера и не привели к существенным изменениям состава структур, а следовательно, и их металлогенической специализации. Последующая орогенная история характеризуется перераспределением магматического и рудного вещества по вертикали как в верхних горизонтах вновь сформировавшейся коры, так и в литосфере в целом.

Состав верхней части земной коры, ее мощность находят наиболее яркое отражение в гравитационном поле. По его морфологии и уровню в Алтае-Саянской области нами выделены четыре блока первого порядка (площадью более 100 тыс. км²), разделенных прямолинейными и дугообразными зонами градиентов, отражающими системы глубинных разломов.

Первый блок включает Салаир, Кузнецкий Алатау, Бийско-Барнаульский устойчивый массив. Он характеризуется повышенным уровнем гравитационного поля, минимальными высотами современного рельефа (в среднем 300 м), уменьшенными значениями мощности земной коры (40–45 км) и "гранитно-метаморфического" слоя (15–17 км). Эти данные свидетельствуют о том, что кора в этом блоке существенно фемического состава. Эндогенная минерализация имеет ярко выраженный халькофильно-сидерофильный характер.

Второй блок охватывает восточный склон Кузнецкого Алатау, включая Мрасский массив, западный склон Восточного Саяна, север Горного Алтая и Рудный Алтай. Его отличает повышенный уровень гравитационного поля, средние высоты древнего рельефа (до 800 м), увеличенная мощность земной коры (45–48 км) за счет "гранитно-метаморфического" слоя (18–22 км). Эти данные показывают, что кора в данном блоке имеет салически-фемический профиль, что соответствует и его металлогенической специализации на халькофильно-сидерофильные и редкие металлы.

Третий блок включает Западный Саян, юг Восточного Саяна, Туву, центральную часть Горного Алтая. Для блока характерны пониженный уровень гравитационного поля, значительные высоты дневного рельефа (до 1500 м), увеличенная мощность земной коры (48–54 км) и "гранитно-метаморфического" слоя (20–25 км). Профиль коры в этом блоке фемически-салический с соответствующим халькофильно-литофильным сульфидно-редкометальным типом минерализации.

Четвертый блок связан с древними структурами АСО в пределах Восточного Саяна, Тувы, Горного Алтая. Он имеет наиболее пониженный уровень гравитационного поля, максимальные высоты рельефа (2000–2400 м), большую мощность земной коры (50–60 км) при значительной мощности "гранитно-метаморфического" слоя (18–25 км). Этот блок отличается типично салическим профилем коры, магматическими и рудными формациями с редкометально-редкоземельным типом минерализации. Офиолитовые пояса здесь характеризуются интенсивными положительными аномалиями силы тяжести и включают фемические магматические и рудные формации.

Приведенные данные по составу рудных формаций в блоках, отличающихся по своим геолого-геофизическим параметрам, показывают, что при возрастании мощности "гранитно-метаморфического" слоя соответственно идет процесс развития рудно-магматических формаций в салическом направлении, при уменьшении, наоборот, — в мафическом, а при базификации коры, включая и стадии деструкции коры, — к возникновению мафических и контрастных салически-мафических рудно-магматических формаций.

В общем случае строгой корреляции между современным глубинным строением земной коры и рудно-магматическими комплексами нет. Однако сохранившиеся "теневые" реликты ее состава и свойств от древних эпох на фоне меняющейся во времени мощности коры показывают, что такая корреляция в ряде случаев возможна. Так, главные рудные районы АСО в зависимости от современной глубинной структуры коры расположены следующим образом (см. рис. 1,4).

1. Салические рудные формации с редкометальным оруденением в структурах устойчивых массивов с мощным "гранитно-метаморфическим" слоем, которые унаследовано наращиваются на палеоснования различного состава (Протеросаян, Сангилен, Калба-Нарымская зона, Талицкий и другие антиклинорные структуры).

2. Мафические рудные формации с сульфидно-окисным комплексом металлов в узколинейных офиолитовых поясах сквозного глубинного типа, отличающихся высокими положительными линейными аномалиями магнитных и гравиметрических полей

(Борусский, Барлыкский, Кизасско-Ойский, возможно, Алабамский, офиолитовые пояса).

3. Салически-мафические и мафически-салические комплексные полихронные рудные формации с редкометалльно-сульфидным оруденением в синклиальных структурах и в зонах сопряжения устойчивых массивов с инверсионными метантиклинориями (Ануйско-Чуйская, Каахемская, Тельбесская, Западно-Саянская, Рудно-Алтайская и другие эвгеосинклинальные структуры).

4. Щелочно-салические и комплексные фемически-салические сульфидно-редкометалльные и редкометалльно-редкоземельные формации в устойчивых и срединных массивах с умеренной или мощной гранитно-метаморфической корой (Сангилен, Ийско-Урикская зона, Хакасский устойчивый массив). Все указанные рудные районы отличаются значительным преобразованием глубинных слоев коры, но с "консервированными" палеокомплексами, синхронными рудному процессу.

Отметим также случай, когда корреляция глубинной структуры с рудными формациями отсутствует. В Бийско-Катунском выступе, где мощность коры (38–42 км) и "гранитно-метаморфического" слоя (13–15 км) невелики, плотность оруденения сидерофильно-халькофильных металлов невысока вопреки ожидаемой для этой группы рудных формаций (см. рис. 4). Подобные отклонения от выявляемой корреляции рудных формаций с современным глубинным строением коры в АСО, как правило, имеют локальный характер и пространственно связаны с долгоживущими глубинными разломами.

Таким образом, для Алтае-Саянской складчатой области, как и для других складчатых областей, не намечается строгой корреляционной связи рудных формаций с современным глубинным строением, однако четко проявлена связь магматических рудных формаций со стадиями развития земной коры.

На действующей стадии, когда под воздействием мантийных очагов происходит магматогенно-метаморфическая переработка континентальной коры, возникают линейные зоны с ультрабазит-базитовыми формациями и с соответствующими им рудными формациями.

На второй, конструктивной стадии, которая связана с "угасанием" мантийных очагов, а магматизм становится преимущественно коровым, возникают формации преимущественно гранитового ряда со свойственными им редкометалльными рудными формациями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванкин П.В., Щеглов А.П. Районирование Алтае-Саянской складчатой области и основные черты ее тектоно-магматического развития в палеозое. — Тр. СНИИГГиМС, 1971, вып. 128, с. 4–23.
2. Коробейников В.П., Сурков В.С., Исаков В.М. Ареальные офиолиты Восточной Тувы и диапировая модель развития структурных элементов подвижных поясов. — Геология и геофизика, 1980, № 9, с. 19–33.
3. Коробейников В.П., Сурков В.С., Щеглов А.П. Тектонические комплексы Алтае-Саянской области. — В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979, с. 81–103.
4. Магматические формации: Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций. М.: Недра, 1984. 257 с.
5. Методические рекомендации к атласу тектонических карт и опорных профилей Сибири. Новосибирск, 1981. 87 с.
6. Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. Глубинные флюиды, вулканизм и рудообразование Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1982. 190 с.
7. Овчинников Л.Н., Баранов В.Д. О систематике типов руд алтайских колчеданно-полиметаллических месторождений и пространственном их распределении. — Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1978, вып. 132, с. 74–81.
8. Смирнов В.И. Пути развития металлогении. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1981, т. 13, с. 8–19.
9. Сурков В.С., Морсин П.И. Определение мощности земной коры на основании строения земной коры и подкорового слоя. — Геология и геофизика, 1980, № 1, с. 108–116.

10. Сурков В.С., Морсин П.И. Основные черты строения литосферы юга Средней Сибири. – В кн.: Геофизические аспекты в региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1982, с. 28–34.
11. Сурков В.С., Коробейников В.П., Жеро О.Г. и др. Эволюция и глубинная структура земной коры Сибири. – Сов. геология, 1984, № 7, с. 41–49.
12. Сурков В.С., Коробейников В.П., Щеглов А.П. и др. Объемное тектоническое районирование складчатых поясов (основные принципы нового направления комплексного анализа геолого-геофизических данных). – Тр. СНИИГГиМС, 1977, вып. 250, с. 5–19.
13. Тверитинов Ю.И. Структурные перестройки и размещение металлогенических зон в складчатых областях. М.: Недра, 1981. 222 с.
14. Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области / В.С. Сурков, О.Г. Жеро, П.И. Морсин и др. М.: Недра, 1973. 144 с.
15. Хамрабаев И.Х. Земная кора и оруденение Средней Азии. – В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1981, т. 13, с. 20–28.
16. Щеглов А.Д. О параллельном проявлении рудных процессов в земной коре. – Докл. АН СССР, 1982, 267, № 1, с. 193–198.

УДК 553.49:553.061 (571.51)

*О.А. Дюжиков, В.В. Дистлер, Г.И. Кавардин,
В.С. Голубков, С.Ф. Служеникин*

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

Современные представления об условиях формирования эндогенных рудных месторождений основаны на развитии целого ряда взаимосвязанных геологических, петрологогенетических, геодинамических аспектов рудообразования. В последнее время становится все более очевидным, что рудообразование – это длительный процесс от зарождения вещества к его перемещению, концентрированию и локализации. Особое значение с этих позиций приобретает познание глубинного строения конкретных рудных районов, полей и месторождений [3].

В данной статье сформулированы некоторые представления о соотношении Норильского района как самостоятельного глубинного блока земной коры с другими сопредельными структурами и о формировании рудно-магматических систем региона, под которыми понимается ряд генетически взаимосвязанных длительно эволюционирующих магматических образований и ассоциирующих с ними руд, проявляющихся в определенных тектонических зонах. В рассматриваемом рудном районе тектоническими элементами рудно-магматических систем являются трансформная по отношению к Енисейско-Ханганскому рифту авлакогенная зона, сеть сопряженных с ней региональных разломов и вулканогенно-тектонических структур, а магматическими – сульфидсодержащие мантийные расплавы, комагматичные гипербазит-базитовые вулканы, расслоенные никелевые интрузивы и сульфидные руды.

Традиционные представления о приуроченности Норильского рудного района к типичным структурам Сибирской платформы, как и о принадлежности сульфидоносных продуктов магматизма этого региона к формации траппов, претерпевают в настоящее время весьма существенное обновление. Становится совершенно недостаточным определение геологической позиции района с точки зрения его приуроченности к краевой северо-западной части Сибирской платформы, так как известно, что за его пределами, в том числе в других краевых частях платформы, сульфидное оруденение весьма ограничено.

Состояние изученности Норильского рудного района позволяет по-новому рассматривать его геологическую позицию, глубинное строение и особенности магматизма, определившие развитие уникальных медно-никелевых месторождений (Талнах, Октябрьское, Норильск I и др.). Разработке новых представлений об эволюции глубинных рудно-магматических систем Норильского района способствуют данные профиль-

ного сейсмического зондирования, материалы комплексных гравимагнитных исследований, обширные геолого-петрологические данные не только по этому региону, но и по всему северу Сибирской платформы и другим сопредельным блокам земной коры [2, 4, 8, 10, 13–15, 17, 20, 24, 28, 29].

Главным в оценке геологической позиции Норильского рудного района является определение его принадлежности к Приенисейскому мегаблоку, расположенному в области торцевого сочленения взаимосвязанных Енисейско-Хатангского рифтогенного прогиба и Западно-Сибирской рифтовой системы мезозойского возраста, сопоставимых с крупнейшими внутриконтинентальными рифтами Земли [10, 22]. Приенисейский мегаблок является крайним западным составным элементом недавно выделенного Енисейско-Оленекского субширотного рудного пояса (рис. 1) [10], в котором набор ранних щелочных и щелочно-базитовых, затем базитовых и последующих никеленосных гипербазит-базитовых магматитов характеризует совершенно определенное звено в латеральном и возрастном рядах с последовательной сменой с запада на восток и во времени переходными анкарами, полиформационными рудоносными щелочными гипербазитами, алмазонасными кимберлитами. При этом подавляющая часть объема магматитов состоит из типичных для Сибирской платформы траппов (толеитовых базитов). Трапповый магматизм сквозной, затухающий с запада на восток, но максимально проявлен после никеленосного гипербазит-базитового. В качестве исходного расплава для гипербазит-базитовых пород и сульфидных руд, а также для всего многообразия продуктов магматизма Норильского района и сопредельных территорий нами принимается родоначальный пикрит, состав которого соответствует среднему составу дифференцированных сульфидоносных интрузивов [6, 15]. Важно подчеркнуть, что такой подход, в отличие от традиционных представлений о толеитовой (трапповой) природе никеленосных массивов Норильска, позволяет снять многие противоречия, возникающие при объяснениях петрогенетической связи различных по составу безрудных пород и сульфидоносных образований.

Медно-никелевые месторождения связаны с определенной гипербазит-базитовой вулкано-интрузивной ассоциацией [3, 6, 9, 15], а сульфиды рассматриваются как минеральные агрегаты, органически составляющие элементы структурно-текстурной ткани рудоносных пород. Существенно дополнены и получают новые подтверждения ранее сформулированные В.К. Катульским [18] представления о самостоятельном внедрении сульфидного вещества, образующего в гипабиссальных условиях залежи богатых (массивных) руд. Эти характерные черты при том условии, что месторождения ассоциируют с комагматичными, хотя и бессульфидными, вулканитами аналогичного состава, подчеркивают их магматическую природу. Вполне очевиден и ювенильный источник вещества медно-никелевых месторождений. Вместе с тем остаются нерешенными проблемы миграции магматического расплава в глубинных условиях, а также особенностей формирования рудно-магматических систем, в частности их корневых зон. Таким образом, требуют расшифровки как сами пути транспортировки сульфидно-силикатных расплавов и источники энергии, регулирующие их перемещение, так и уровни расщепления и преобразования ювенильного вещества. Эти проблемные вопросы рудогенеза, касающиеся природы магматических месторождений, отчетливо обозначены в обобщающих трудах В.И. Смирнова.

Норильский рудный район рассматривается как региональная рудно-магматическая система, формирование которой определяется астеносферным диапиризмом в стволовой раздвиговой зоне Енисейско-Хатангского рифта [10, 22, 30] и перемещением сульфидоносного расплава по пологовосстающим активизированным каналам в южном направлении на расстояние в десятки–первые сотни километров. Рудные узлы формируются в результате эволюции локальных рудно-магматических систем (коровые промежуточные очаги), которые являются производными региональных и обусловлены всей совокупностью особенностей строения платформенного чехла и кристаллического фундамента.



Рис. 1. Енисейско-Оленекский рудный пояс в мегаструктурах Сибирской платформы и сопредельных регионов

1 — осадочные отложения Западно-Сибирской плиты и Енисейско-Хатангского прогиба (MZ_2-KZ); 2 — осадочные и осадочно-вулканогенные отложения Таймыра и Сибирской платформы (Rf-PZ); 3 — выходы пород фундамента; 4-6 — базиты (трапповый комплекс): 4 — преимущественно эффузивные, 5 — эксплозивные и дайковые, 6 — гипабиссальные интрузивные; 7 — дифференцированные интрузивы гипербазит-базитовые и базитовые; 8, 9 — кимберлиты мезозойского (8) и среднепалеозойского (9) возраста; 10-13 — вулканогенные образования: 10 — щелочно-базитовые, 11 — гипербазит-базитовые, пространственно совпадающие с щелочно-базитовыми, 12 — щелочные гипербазит-базитовые, 13 — щелочно-гипербазитовые; 14 — площади развития щелочно-гипербазитовых интрузивов центрального типа; 15 — погребенные магматические образования стволочных раздвиговых зон (линейные зоны базификации коры); 16 — зоны главных разломов фундамента (1 — Приенисейская, 2 — Котуйско-Хетская, 3 — Байкало-Таймырская, 4 — Восточно-Таймырская, 5 — Южно-Таймырская, 6 — Енисейско-Ленская, 7 — Курейско-Оленекская, 8 — Транссибирская); 17 — пограничная флексура, разделяющая Карское сводовое поднятие и Таймырскую эпиплатформенную складчатую систему; 18 — валообразные поднятия; 19 — контуры Енисейско-Оленекского рудного пояса; I-V — мегаблоки фундамента: I — Приенисейский, II — Северо-Тунгусский, III — Маймечя-Котуйский, IV — Анабарский, V — Оленекский

Геологическая позиция Норильского рудного района определяется как будто его принадлежностью к краевой северо-западной части Сибирской платформы, однако в силу своего структурного положения и ряда специфических черт развития и особенностей магматизма регион не может считаться типичной платформенной областью. Более 20 лет назад Ю.А. Косыгин и И.В. Лучицкий [19] отнесли рассматриваемую территорию к перикратонному опусканию, подчеркивая ее повышенную мобильность, исключительную дислоцированность и магноактивность. В настоящее время есть все основания рассматривать специфику региона с позиции его индивидуализированного глубинного строения и принадлежности к древней, неоднократно активизированной, фланговой ветви Енисейско-Хатангской рифтовой системы.

Говоря о приуроченности Норильского района к Приенисейскому мегаблоку, составляющему крайнюю западную часть Енисейско-Оленекского рудного пояса (см. рис. 1), важно обратить внимание на установленную на севере Сибирской платформы субширотную латеральную и хронологическую последовательность формирования различных по составу вулканических и интрузивных образований. Выявляется следующий генерализованный порядок магматизма.

Самая ранняя, пермская, фаза магматизма, наиболее широко проявленная в Приенисейском мегаблоке и весьма незначительно — в Котуйско-Маймечинском, ознаменована формированием различных щелочных и щелочно-базитовых ассоциаций на западе и локальными проявлениями щелочно-гипербазитового магматизма на востоке. В следующую, позднепермскую—раннетриасовую, фазу они сменяются базитовыми и гипербазит-базитовыми ассоциациями, затем в раннетриасовые средние фазы — базитовыми, щелочными гипербазит-базитовыми (Северо-Тунгусский мегаблок) и щелочными гипербазитовыми (Котуйско-Маймечинский мегаблок). В конечные, ранне-среднетриасовые, фазы проявлен массовый трапповый магматизм, а в завершающие фазы — щелочной гипербазитовый. Самые древние здесь (позднетриасовые) кимберлитопоявления, фиксируемые после завершения траппового и сопряженного с ним магматизма, установлены в зоне Байкало-Таймырского линеамента (Далбыхинское и Харамайское поля).

Ареалы развития разновозрастных гипербазит-базитовых вулканитов, комагматичных расчлененным никеленосным массивам, открываются в Норильском районе в сторону Енисейско-Хатангского рифта. Аналогичная картина наблюдается и на противоположном, северном, плече рифта, в пределах эпиплатформенной области Юго-Западного Таймыра (см. рис. 1).

Согласно известной модели мантийного диапиризма [16] и существующим представлениям об эндогенных режимах континентальных структур [1, 22, 23, 25], магматизм севера Сибирской платформы обнаруживает эволюцию, характерную для сложной рифтогенной системы, заложение которой уходит своими корнями в дорифейскую эпоху.

Специфическое, свойственное континентальным рифтам, строение устанавливается по сейсмогеологическим данным в западной части Енисейско-Хатангского прогиба (рис. 2). В поперечном сечении глубинная структура характеризуется симметрично-блоковым строением. Внутренние — Ладыгинский и Малохетский — транскоровые разломы рассматриваются как стволые раздвиговые зоны линейной базификации коры. Их тектонические ступени по поверхности М достигают 4 км. Внешние — Южно-Таймырский и Северо-Хараелахский — транскоровые дизъюнктивы, так же как и внутренние стволые раздвиговые структуры, круто наклонены к осевой зоне рифтогенной системы. Подошва консолидированной коры между главными разломами имеет выгиб. Рельеф раздела К относительно стабилен, однако здесь резко сокращается мощность кристаллического фундамента и палеозойского комплекса чехла, нарастает объем осадочно-вулканогенных образований пермо-триаса и фиксируется максимальная мощность юрско-меловых отложений молодого плитного комплекса. При этом мощность юрско-меловых отложений коррелируется с величиной сокращения мощности

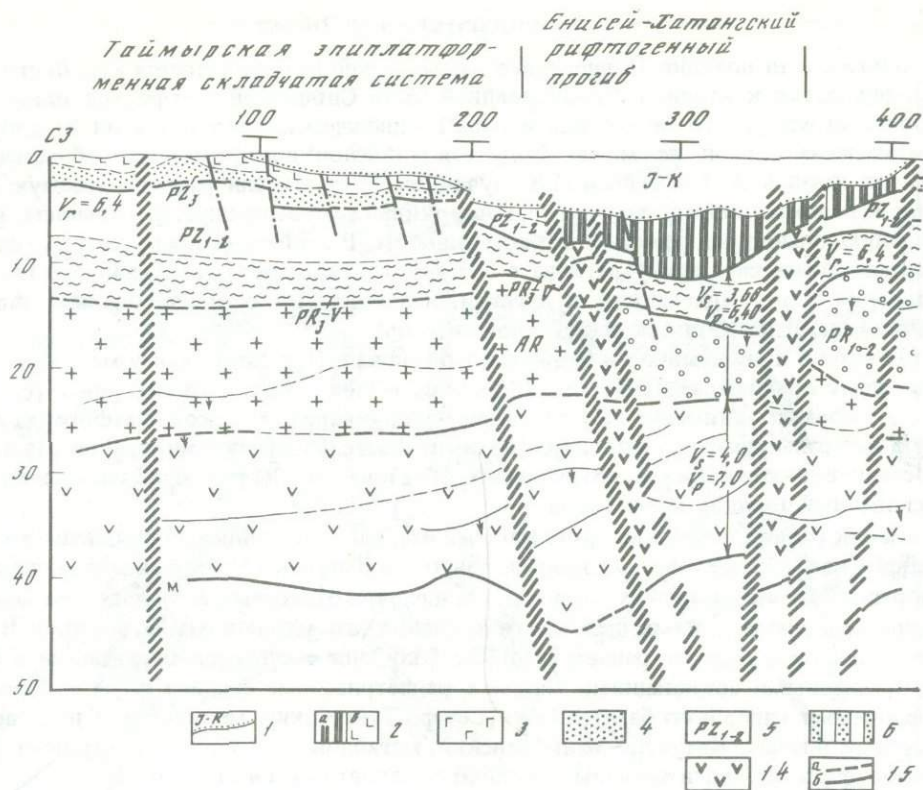
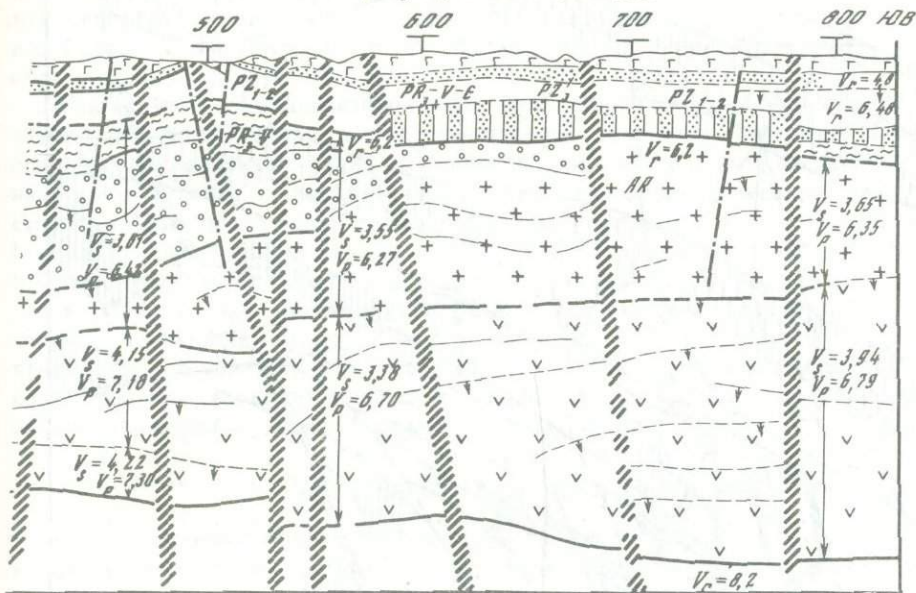


Рис. 2. Сейсмогеологический разрез северной части профиля Диксон-Хилок ("Метеорит"), пересекающий Норильский рудный район

1 — терригенные отложения (Ж-К); 2 — преимущественно погребенные вулканогенно-осадочные (а) и вулканогенные (б) образования (P_2-T); 3 — наземные вулканогенные образования (P_2-T); 4 — терригенные угленосные отложения (PZ_3); 5 — карбонатная толща (PZ_{1-2}); 6 — карбонатно-терригенные отложения (PR_3-E); 7 — терригенные отложения (PR_3-V); 8 — осадочно-метаморфические образования (PR_{1-2}); 9 — "граниты" (AR); 10 — базальтовый слой; 11, 12 — глубинные разломы мантийного заложения, — уверенные (11) и предполагаемые (12); 13 — прочие разломы; 14 — зоны линейной базификации коры; 15 — опорные границы раздела земной коры, — уверенные (а) и предполагаемые (б); 16 — второстепенные границы раздела, уверенные (а) и предполагаемые (б); 17 — средние скорости продольных (V_g) и поперечных (V_p) волн; 18 — граничные скорости; 19 — инверсионные границы обмена

земной коры. Данные интерпретации гравитационных и магнитных полей [30] показывают, что формирование широких (десятки километров) центральных раздвиговых зон Енисейско-Хатангской рифтовой системы обусловлено интенсивным воздыманием блоков, ограниченных внутренними глубинными разломами, с развитием протяженного (более 1000 км), но прерывистого Рассохинско-Балахнинского мегавала, имеющего амплитуду поднятия 2,5–5 км. Объемы заполняющих раздвижки базитов и гипербазитов достигают 200–300 тыс. км³. При этом прерывистость стволочных зон рифтовой системы связана с поперечными сдвигами, выходящими в область древних авлакогенных структур. Важно подчеркнуть, что исследуемый Норильский район, совпадая с крайней северо-западной частью Сибирской платформы, находится в области сочленения последней с Енисейско-Хатангским рифтом, Западно-Сибирской рифтовой системой [10, 22] и составляет в силу этих обстоятельств исключительно проницаемую зону, пространственно совмещенную с южной трансформной ветвью запада Енисейско-Хатангского рифта.

Известная унаследованность интенсивного позднелазейского-раннемезозойского рифтогенеза по докембрийским дислокациям, специфический характер магма-



тизма свидетельствуют о преобладании длительного возбужденного состояния мантии в районе Енисейско-Хатангского прогиба, а фиксируемая активизация древних палеорифтов, поперечных по отношению к главному стволу раздвига, указывает на сложную разветвленную рифтогенную систему. Образование и поднятие центрального астеносферного диапира, сложенного разуплотненным магматическим расплавом, выразилось в формировании крупного свода с развитием осевых расколов, активизацией поперечных швов и "растеканием" разогретого мантийного вещества в периферические ослабленные зоны флангов. В этих поперечных структурах, одной из которых является Турханско-Норильский регенерированный авлакоген, гипербазит-базитовый расплав в дальнейшем поднимался, по-видимому, из самостоятельных "отшнурованных" диапиров второго порядка. Подобные структуры служили, по образному выражению В.Е. Хаина, как бы рельсами для резких, скачкообразных перемещений областей рифтогенной активизации.

Таким образом, ограничиваясь линеаментными швами, Норильский район на севере и западе сопряжен с крупнейшими взаимосвязанными рифтогенными системами, совпадая с ветвью обрамляющего его с севера Енисейско-Хатангского рифта. На востоке от сопредельной Тунгусской синеклизы Норильский рудный район как самостоятельная глубинная структура ограничивается зоной транскоровых разломов, являющихся одновременно восточным барьером гипербазит-базитового никеленосного магматизма.

Анализируя геолого-структурную карту Норильского рудного района (рис. 3), которую следует оценивать в основном как схему соотношения выходов и проекций глубинных разломов с ареалами распространения траптовых и сопряженных магматитов, можно убедиться в исключительно высокой плотности дизъюнктивных дислокаций. Важно отметить, что по мере продвижения с запада на восток и с севера на юг становится заметным упрощение тектонической конструкции региона. Установленным можно считать и факт не только ослабления плотности разрывных структур, но и уменьшения их глу-

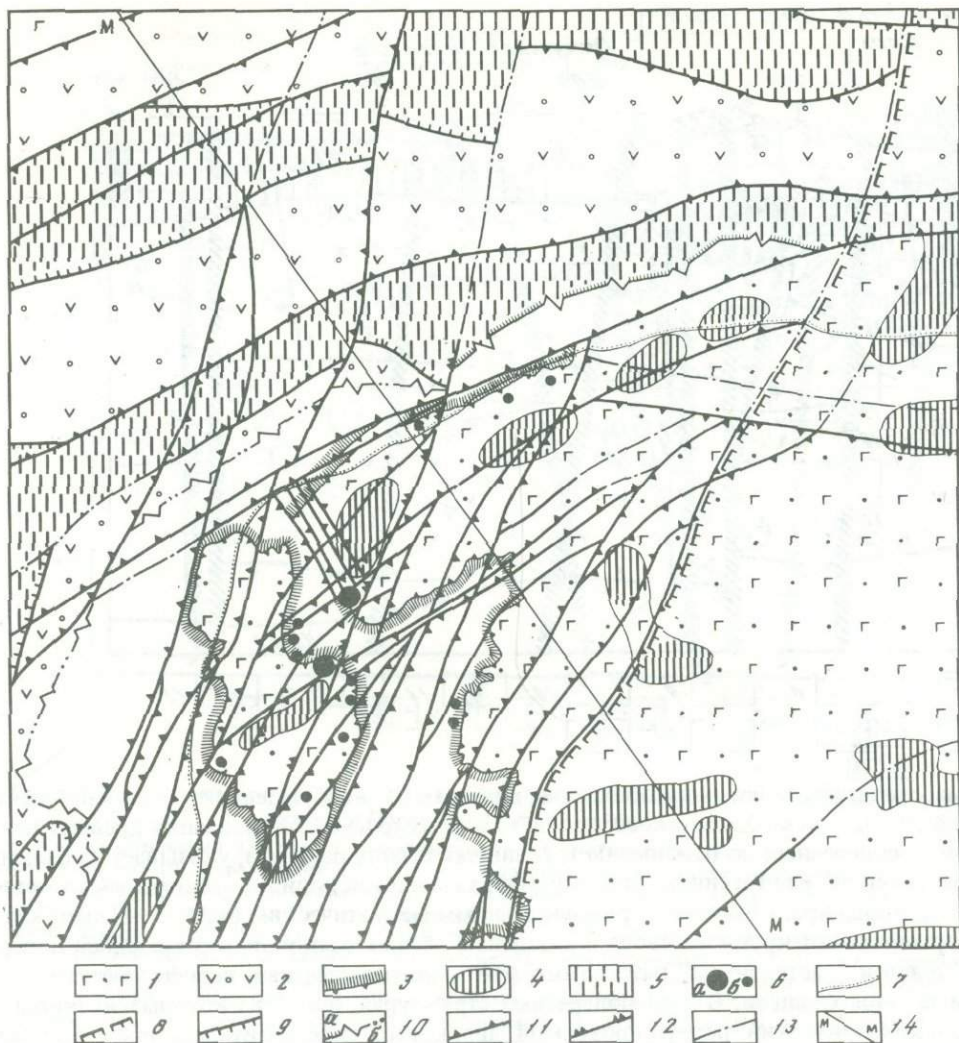


Рис. 3. Геолого-структурная схема Норильского рудного района

1, 2 — вулканогенные образования наземные (1) и погребенные (2); 3 — краевые зоны трапповых мульд и синеклиз, интенсивно насыщенные субпластовыми массивами долеритов; 4 — трансформированные положительные магнитные аномалии, связанные со слепыми массивами базитов и гипербазит-базитов; 5 — ствольные раздвиговые зоны линейной базификации коры; 6 — медно-никелевые месторождения (а) и проявления (б); 7 — граница распространения терригенных юрско-меловых отложений; 8 — граница Таймыро-Гунгусского трога карелид, совпадающая с предполагаемой восточной границей гипербазит-базитового никеленосного магматизма; 9 — рубежи ограничения магнитных аномальных зон линейной базификации коры предположительно разломного характера; 10 — границы распространения погребенных вулканогенных пород предположительно разломного характера (а) и типа нормального выклинивания (б); 11 — выходы на поверхность или проекции глубинных разломов с указанием наклона плоскости сместителя; 12 — то же, Норильско-Хараелахского разлома; 13 — предполагаемые трассы глубинных разломов; 14 — сейсмический профиль "Метеорит"

бинности и амплитуды. Не вызывает сомнения, что отмеченные особенности зональности разломной тектоники свидетельствуют о закономерном ослаблении структурообразующих движений в противоположных направлениях от зон сопряжения Норильского глубинного блока с Енисейско-Хатангским рифтогенным прогибом и Западно-Сибирской рифтовой системой. В справедливости такой оценки природы структурообразующих движений нас убеждает не только закономерная смена морфоструктурных элемен-

тов зональности, но и сама ориентировка большинства тектонических осей, изменяющих свое направление с север—северо-востока (западно-сибирское направление) на восток—северо-восток (енисейско-хатангское направление), т.е. параллельно тектоническому ограничению Норильского мегаблока или стволочным зонам рифтогенных систем, обрамляющих исследуемый район.

Полагая, что индивидуализированные черты Норильского района в аспекте дизъюнктивной тектоники состоят в пространственном сочетании глубинных разломов двух основных обозначенных выше направлений, становится понятной приуроченность рудных узлов региона к областям пересечения разноориентированных дизъюнктивных структур. При этом главной магмородукоконтролирующей структурой района является Норильско-Хараелахский разлом [12, 13, 21], а большинство известных рудных узлов и месторождений совпадает с участками пересечения его дизъюнктивами других направлений. Норильско-Хараелахский глубинный разлом как главная трасса единой сети магмородукоконтролирующих структур Норильского мегаблока является, по всей вероятности, и главной стержневой структурой, транспортирующей ювенильное вещество из центральной стволочной зоны Енисейско-Хатангского рифта, представляющего собой область первичной мантийной магмогенерации.

ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ

Глубинное строение Норильского рудного района расшифровывается в основном с помощью геофизических методов, среди которых ведущее место по точности и детальности сведений занимает сейсморазведка. При этом наиболее полные материалы о структуре земной коры и верхней мантии дает профильное сейсмологическое зондирование. Наши представления о глубинной структуре Норильского района в значительной степени базируются на результатах обработки региональных сейсмических профилей Воркута—Тикси ("Горизонт") и Диксон—Хилок ("Метеорит"), а также на среднемасштабном профильном сейсмозондировании в пределах рассматриваемой территории. Тем не менее имеющиеся данные по глубинному строению Норильского района нельзя считать однозначными, что обусловлено существенными различиями интерпретации аномальных полей, недостаточным объемом сейсморазведочных работ, неравномерной степенью геологической изученности региона. Исходя из имеющихся материалов, структуру земной коры в пределах исследуемой территории можно представить в следующем виде (см. рис. 2).

Мощность вулканогенно-осадочного платформенного чехла — до 11 км, "гранито-гнейсовой" оболочки — 12—14 км, в западном борту Тунгусской синеклизы мощность ее увеличивается. "Базальтовый" слой неоднороден и имеет мощность 12—16 км, достигая 20 км и более на востоке. Верхняя мантия с глубиной поверхности М на уровне в среднем 40—42 км характеризуется наличием ряда маломощных (до 2—5 км) микроволноводов с пониженными скоростями сейсмических волн — реликтовых астенолитов. Эти зоны разуплотненных пород верхней мантии прослеживаются со стороны Западно-Сибирской плиты и Енисейско-Хатангского прогиба и обрываются в зоне восточного ограничения Норильского мегаблока. Для Енисейско-Хатангского прогиба, как и для типичных рифтогенных структур, характерна пониженная мощность "гранито-гнейсового" слоя — до 8—10 км, а поверхность М воздымается до 35—37 км. Близкая к аналогичной картина наблюдается к западу от Норильского глубинного блока. По разломным зонам ограничения Норильского мегаблока устанавливаются изменения глубин залегания основных границ раздела в земной коре. По этим зонам сопредельные с запада и северо-запада структуры обнаруживают тектоническую ступень в мантии амплитудой до 5 км [5], обращенную, как показывает сейсмическое зондирование, в сторону Норильского мегаблока. Что касается глубинного строения структур восточного ограничения Норильского блока, то данные сейсмического зондирования показывают здесь резкое сокращение объемов ранне-среднепротерозойских образований, в то время как поверхность К и подошва земной коры фиксируются при-

мерно на одинаковых уровнях. Это хорошо видно на сейсмогеологическом разрезе (см. рис. 2).

По совокупности комплексных геолого-геофизических данных, архейско-нижнепротерозойский фундамент Норильского мегаблока, как и Таймыро-Норильского региона в целом, отличается сложным мозаично-блоковым строением, предопределенным тектоническими движениями по сети продольных и поперечных разломов. Существует предположение М.П. Гришина, Г.Г. Ремпеля и др. [2] о байкальском возрасте фундамента Приенисейского мегаблока. Однако нам представляется, что Норильский рудный район, принадлежащий упомянутому мегаблоку, совпадает в плане с Таймыро-Тунгусским эпикратонным трогом протерозоид (карелид), протягивающимся от низовьев р. Нижней Тунгуски в север-северо-восточном направлении на Центральный Таймыр. В связи с этим выдвигается предположение о металлогенической унаследованности (или взаимосвязи) между структурами фундамента и эндогенными месторождениями платформенного чехла. Это, в свою очередь, позволяет высоко оценивать перспективы выявленных в последние годы медно-никелевых проявлений в пределах Центрального Таймыра.

Представления о рельефе дорифейского складчатого фундамента нельзя считать вполне сложившимися. Они весьма разноречивы, хотя в магнитных и гравитационных полях выражены все главные древние поднятия и опускания региона. Материалы сейсмозондирования и переинтерпретация гравимагнитных данных позволили достаточно уверенно проследить магмоконтролирующие разломы мантийного заложения, главным из которых является, как отмечено выше, Норильско-Хараелахский. Последний контролирует известные промышленные медно-никелевые месторождения и большинство рудопроявлений. Вместе с тем сравнение картируемых приповерхностных и выделяемых по комплексным геолого-геофизическим данным глубинных разломов показало их ограниченную сходимость за исключением собственно Норильско-Хараелахского разлома, который четко прослеживается до верхней части консолидированной коры. В целом же разломы доплатформенного и платформенного этапов, а также этапа позднепалеозойской-раннемезозойской тектоно-магматической активизации, образуют четыре разноориентированные системы субмеридионального, субширотного, северо-западного и северо-восточного направлений. При этом большинство из них являются скрытыми и устанавливаются главным образом по косвенным геологическим и комплексным геофизическим данным.

Принципиально новые данные относительно особенностей строения Норильского мегаблока касаются рифейско-вендских отложений, установленная мощность которых составляет 4–5 км, но довольно резко возрастает к западу от него, трассируя тем самым границу исследуемой глубинной структуры. Последнее интересно прежде всего тем, что отрицает, на наш взгляд, байкальский возраст фундамента Норильского мегаблока.

Проведенный палеотектонический анализ региона позволил выделить в вулканогенно-осадочном чехле два структурных этажа (собственно платформенный и активизированной платформы), сформированных в два этапа, которые соответствуют нескольким стадиям развития земной коры. Первый этап состоит из молодой позднепротерозойской и зрелой ранне-среднепалеозойских стадий. К концу второй стадии оформилась обширная платформенная структура. Этап автономной тектоно-магматической активизации состоит из трех стадий, отвечающих геологически картируемым ярусам: нижний ярус сформирован в позднепалеозойскую амагматичную стадию, сменяющуюся позднепермской-триасовой активизационной фемической, а верхний ярус соответствует конечной юрско-кайнозойской салической стадии регенерированных глыбовых поднятий и наложенных прогибов. Современная глубинная структура региона представляется как результат перестройки земной коры в заключительную стадию тектоно-магматической активизации.

Возвращаясь к соотношению Норильского мегаблока с сопредельными регионами, следует подчеркнуть повышенную для него плотность вулканогенно-осадочного чехла

и "гранито-гнейсового" слоя. В контурах мегаблока по сейсмологическим данным устанавливается локальное возрастание средних скоростей, что проявляется наиболее контрастно под осевой зоной Норильско-Хараелахского прогиба или вдоль трассы одноименного магморудоконтролирующего разлома. Эти данные согласуются с материалами моделирования гравитационного поля, на основании которых Игарско-Хараелахский гравитационный максимум, совпадающий в плане с Норильско-Хараелахским прогибом, интерпретируется как отображение в гравитационном поле Норильской палеовулканической зоны [26]. Для последней предполагается высокая степень насыщения платформенного чехла интрузивными образованиями, особенно в контурах максимумов поля силы тяжести второго порядка: Норильском, Чибичетинском, Талнахском, Хараелахском и др. Периферическая часть некоторых из них отвечает известным рудным узлам, а в целом они рассматриваются как коровые промежуточные магматические очаги. Суммарный объем магматических масс в пределах платформенного чехла Норильского мегаблока составляет 50–70 тыс. км³ [26]. Устанавливаются близкие к аналогичным, а иногда совпадающие в плане с гравитационными трансформированные аномалии магнитного поля, связываемые со слепыми массивами базитов и гипербазитов (см. рис. 3). Уместно подчеркнуть, что фиксируемая палеовулканическая зона Норильско-Хараелахского прогиба близка по своему содержанию в отношении базификации коры к стволовым раздвиговым зонам Енисейско-Хатангского рифта, что убеждает нас в правомерности выводов о взаимосвязанных эндогенных событиях в пределах Норильского мегаблока и обрамляющих его рифтогенных структур. Другими словами, Норильский мегаблок как составная часть древнего Туруханско-Норильского регенерированного авлакогена является поперечной фланговой ветвью Енисейско-Хатангского рифта позднепалеозойской–раннемезозойской активизации.

Суммируя изложенные материалы и представления, касающиеся глубинной структуры Норильского рудного района, следует выделить следующие главные черты, подчеркивающие индивидуализированные особенности региона.

Исследуемый район характеризуется трехчленным континентальным типом земной коры со средней мощностью 40–42 км, причем объемы платформенного чехла и верхней части консолидированной коры практически соизмеримы, а нижняя ее часть составляет около половины всей мощности. Наибольшая контрастность рельефа глубинных границ устанавливается для поверхности М, сверху же амплитуды вертикальных смещений постепенно гаснут и на поверхности выражены весьма незначительно. Высокая плотность транскоровых разломов свидетельствует о значительной флюидно-магматической проницаемости земной коры. Отмечается дискретный характер внутриблоковой сейсмической расслоенности, причем основные квазигомогенные блоки отвечают положению крупных приповерхностных структур. Не вызывает сомнения приуроченность медно-никелевых месторождений к ряду транскоровых дизъюнктивов, но при этом ведущую роль, исходя из современных фактических данных, играет Норильско-Хараелахский разлом как стержневая структура сети глубинных разломов, определяющих эволюцию поперечной фланговой ветви Енисейско-Хатангского рифта.

Таким образом, комплексные геолого-геофизические данные позволяют обозначить Норильский рудный район как область значительной проницаемости земной коры. Большинство транскоровых разломов являются изначально или многократно унаследованными, причем не только по своей ориентировке, но и по различным уровням реализации этого процесса. Медно-никелевые месторождения и перспективные рудопроявления локализованы, как правило, в участках сопряжения разноориентированных разломов. Однако есть основания считать, что глубинное (мантийное) перемещение сульфидсодержащего магматического расплава подчинено Норильско-Хараелахской группе разломов север–северо-восточного простирания, в то время как эволюция субвертикальных магматических колонн в коровых условиях контролируется узловыми пересечениями главных дизъюнктивов и опережающими их разрывными и пликативными дислокациями разных порядков.

Петрологическая модель Норильского рудного района основана на отмеченных особенностях геологической позиции, формирования и строения региона, а также на развиваемых представлениях о никеленосных рудно-магматических системах.

Норильско-Хараелахская рудно-магматическая система, связанная с гипербазит-базитовым никеленосным магматизмом и совпадающая как длительно эволюционирующее геологическое тело с древним авлакогеном, одноименным вулкано-тектоническим прогибом и сетью региональных глубинных разломов, погружается в северном направлении. Корневые зоны системы тяготеют к северу вулкано-тектонического прогиба, где в одном "структурном узле" фиксируется схождение нескольких продольных разломов и установлена область максимального накопления гипербазит-базитовых и предшествующих щелочно-базитовых вулканитов [11]. Максимумы накопления этих образований открываются в сторону Енисейско-Хатангского прогиба. Предполагается, что по пологовосстающим проницаемым зонам, составляющим фланговую ветвь Енисейско-Хатангского рифта, гипербазит-базитовый расплав перемещался в южном направлении, образуя промежуточные очаги, контролируемые пересечениями разноориентированных разломов. Эти дискретно расположенные участки составляют, как отмечено выше, локальные рудно-магматические системы, т.е. рудные узлы, включающие рудные поля и месторождения.

Рудообразование в рассматриваемой системе связано с мобилизацией больших масс сульфидосодержащего мантийного вещества, перемещением и фракционированием родоначального пикрита в условиях высокой проницаемости структурных элементов земной коры. Производные гипербазит-базитового магматизма, включающие эффузивные полевошпатовые пикриты, сульфидсодержащие интрузивы и медно-никелевые руды, составляют вулкано-интрузивную никеленосную ассоциацию, близкую по петрогеохимическим и структурно-формационным признакам к базальтовым коматитам [3, 9, 15]. Сублатеральное перемещение сульфидосодержащего расплава от корневых зон до узловых пересечений глубинных разломов на уровне мантии, последующая эволюция расплава в условиях протяженной по вертикали магматической колонны и в коровых промежуточных очагах (рис. 4) позволяют рассматривать систему как достаточно многообещающую и надеяться на обнаружение богатых руд на слабо изученных площадях Хараелахской мульды. Заслуживают пристального внимания площади северо-западного борта Хараелахской мульды. Особый интерес представляет область сопряжения Норильско-Хараелахского и Северо-Хараелахского глубинных разломов, в частности исследуемый в настоящее время Гальминский рудный узел.

Формирование вулкано-интрузивной никеленосной ассоциации начинается с накопления гипербазит-базитовых лав и включает последующее внедрение расслоенных интрузивов, что обеспечивается флюидно-магматическим расщеплением расплава в коровых промежуточных очагах. Этот процесс обуславливает возрастание степени сегрегации несмешиваемой сульфидной жидкости и образование нескольких групп интрузивов, различающихся особенностями состава, степенью внутрикамерной дифференцированности и рудоносности [3, 7, 13]. Максимальным выражением концентрирования сульфидной жидкости является формирование интрузивов с вкрапленным оруденением и сопутствующих им массивных руд, образованных в результате внедрения сульфидного вещества в виде самостоятельной интрузивной субфазы. Рудные узлы как локальные рудно-магматические системы характеризуются многоэтажным и пучкообразным развитием нескольких групп расслоенных сульфидоносных интрузивов. Известные в районе промышленные медно-никелевые месторождения (Талнах, Октябрьское, Норильск I и др.) пространственно и генетически связаны с полнодифференцированными гипербазит-базитовыми интрузивами и сопровождающими их залежами богатых (массивных) руд. Эти интрузивы, как и рудные залежи, часто представлены несколькими пространственно разобщенными ветвями, залегающими на различных литолого-стратиграфических уровнях и образующими самостоятельные массивы.

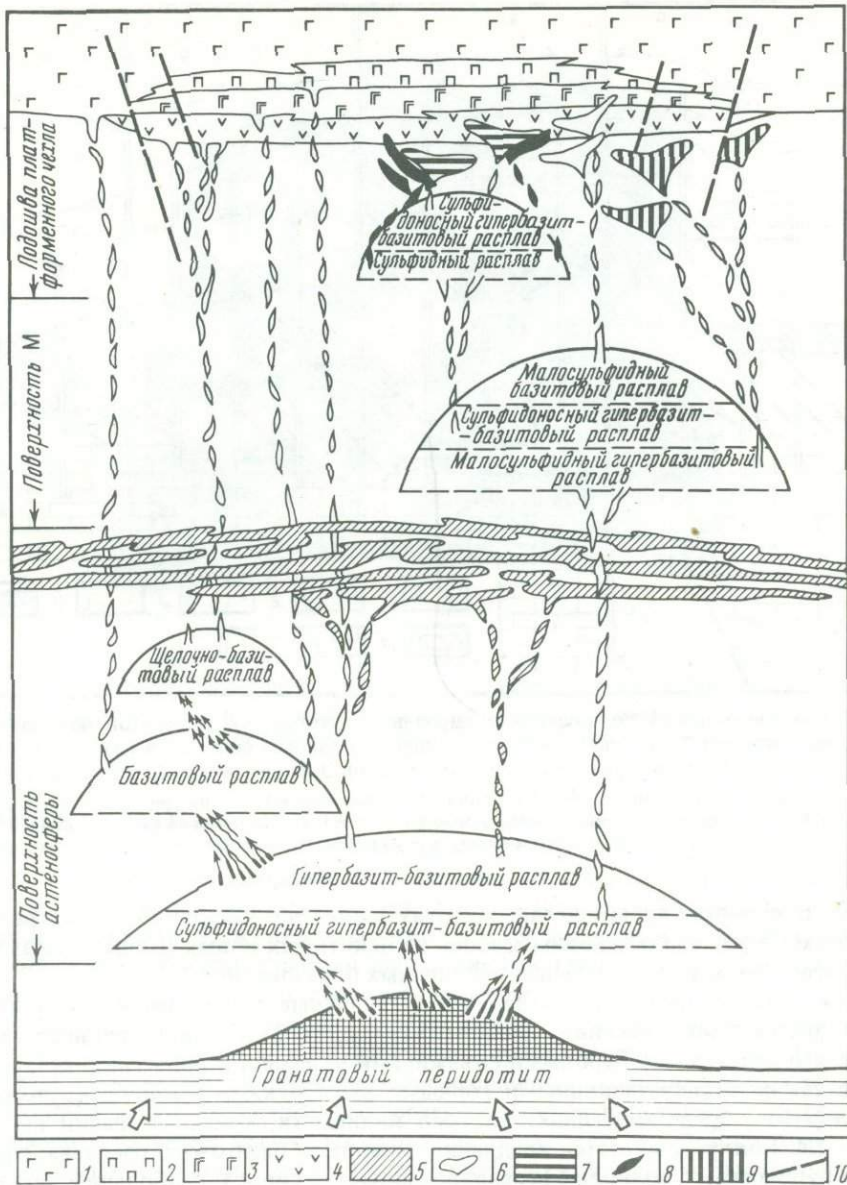


Рис. 4. Генетическая модель магматизма и сульфидного медно-никелевого рудообразования Норильского района

1-4 - вулканогенные породы позднего палеозоя-раннего мезозоя: 1 - толеитовые базальты поздних этапов магматизма, 2 - гипербазит-базитовые базальты (комагматы дифференцированных интрузивов), 3 - толеитовые базальты повышенной щелочности раннего этапа магматизма, 4 - щелочные и щелочно-базитовые базальты; 5 - глубинные силлы гипербазит-базитов; 6-9 - сульфидоносные интрузивы и массивные руды: 6 - лейкократовые дифференцированные, 7 - полнодифференцированные с вкрапленными рудами, 8 - массивные руды, 9 - меланократовые дифференцированные; 10 - глубинные разломы, контролирующие ареалы развития щелочно-базитовых и гипербазит-базитовых вулканогенных пород

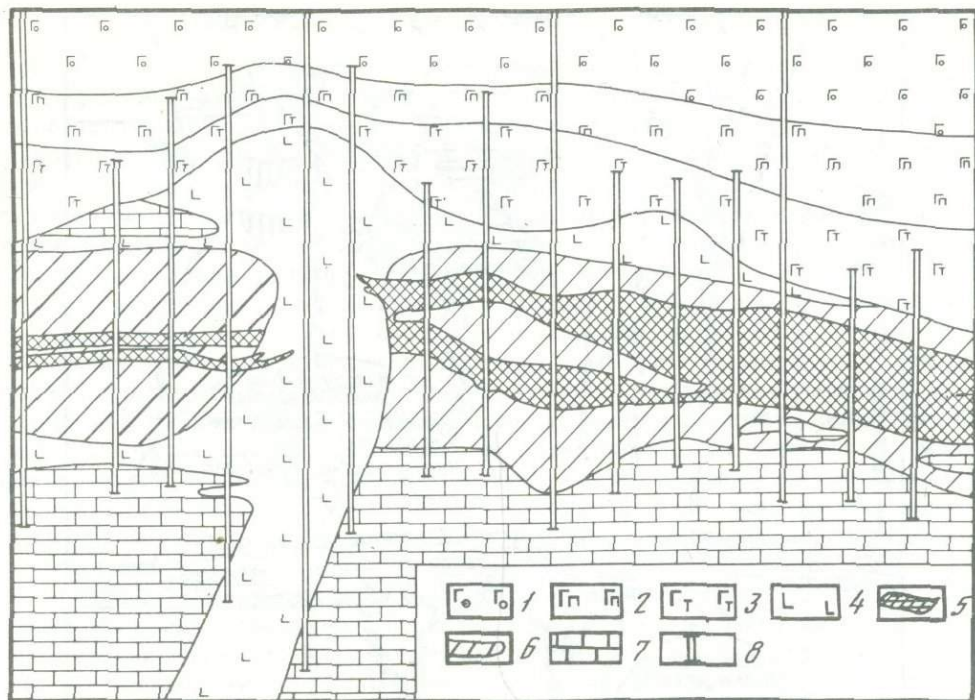


Рис. 5. Схема соотношения полнодифференцированного интрузива, долеритов подводящих каналов и рудных залежей Талнахского месторождения (по данным подземной разведки). Составлена с использованием материалов рудничных геологов Э.Я. Тыштина, Н.Е. Кунилова и др.

1—3 — габбро-долериты Талнахского интрузива: 1 — оливиновые, 2 — пикритовые, 3 — такситовые; 4 — долериты; 5 — массивные медно-никелевые руды; 6 — метаморфические породы; 7 — известняки и доломиты; 8 — буровые скважины

Вопрос о коровых промежуточных очагах достаточно подробно рассматривался ранее. Поэтому здесь мы остановимся лишь на некоторых новых данных, характеризующих корневые зоны гипабиссальных рудоносных образований.

Особый интерес представляют недавно выявленные нами фрагменты подводящих каналов продуктивных массивов наиболее изученного Талнахского рудного узла. Установлено, что отдельными буровыми скважинами наземной и подземной детальной разведки, а также эксплуатационными горными выработками вскрыты крутопадающие тела долеритов, представляющих, по всей видимости, конечные фации выполнения каналов, т.е. конкретных путей внедрения гипербазит-базитового расплава, сформировавшего рудоносные полнодифференцированные массивы. С наибольшей детальностью такое тело задокументировано в пределах восточного поля рудника Комсомольский Октябрьского месторождения (рис. 5). Оно имеет здесь форму субвертикальной дайки мощностью до 10—15 м, прослеживается в север—северо-восточном направлении, а на юго-западе контролируется, по-видимому, Главным швом Норильско-Хараелахского разлома. В области сочленения с дайкой долеритов продуктивный интрузив имеет положительный изгиб и заметно пониженную мощность нижних дифференциатов. Интересно отметить, что богатые (массивные) руды, локализованные в экзоконтакте подошвы продуктивного интрузива, как бы обрываются дайкой долеритов, но вместе с тем прослеживаются в теле последней в виде маломощных непротяженных проникающих жил.

Описываемые соотношения долеритов, полнодифференцированного интрузива и сульфидных медно-никелевых руд указывают на ярко выраженные приповерхностные корневые зоны локальной рудно-магматической системы, а также свидетельствуют о чрезвычайно высокой проницаемости верхних слоев земной коры в участках формиро-

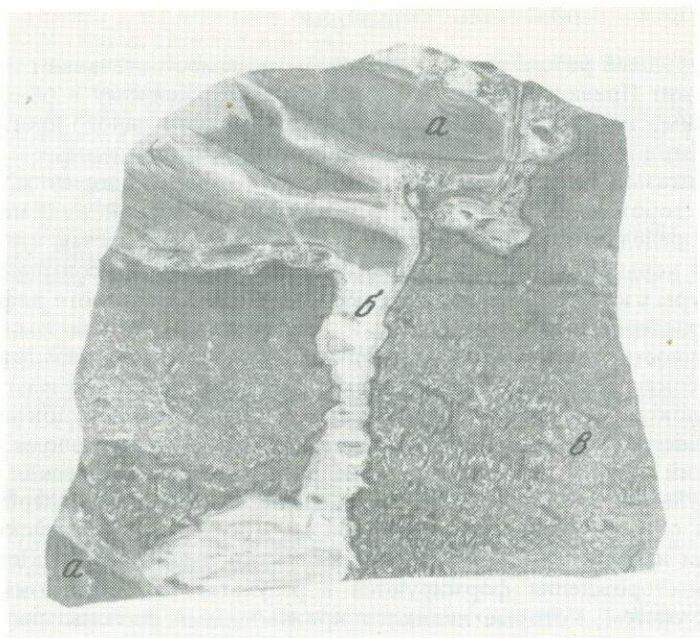


Рис. 6. Инъекции микродолеритов в оруденелых метаморфических породах нижнего экзоконтакта полнодифференцированного Талнахского интрузива. Натур. вел. Обр. 7-3а/С-84

а — неизмененные долериты; *б* — скарнированные долериты; *в* — апофорстеритовые серпентиниты с валлериит-пентландит-пирротиновой минерализацией

вания рудных узлов. На повышенную проницаемость отмеченных областей указывают, кроме рассматриваемых субвертикальных даек долеритов, многочисленные тела микродолеритов в осадочно-метаморфических породах экзоконтакта расслоенных интрузивов. Мощность микродолеритовых образований колеблется от первых сантиметров до нескольких метров. При общей горизонтальной доминанте их расположения они часто соединяются субвертикальными проводниками (рис. 6). Сами долериты, как и вмещающие их породы, ороговикованы и скарнированы.

Установленные магмопроводящие каналы могли служить путями поступления не только сульфидно-силикатных, но и собственно сульфидных расплавов, сформировавших богатые (массивные) и прожилково-вкрапленные экзоконтактовые руды. Этим предположением можно объяснить наблюдаемую латеральную зональность руд. Например, в контурах развития массивных сульфидных залежей Октябрьского месторождения, наблюдаемых в подошве продуктивного интрузива, богатые медью моихукитовые, талнахитовые и кубанитовые руды обнаруживаются как во фронтальной зоне по восстанию интрузива, так и на значительном удалении от него по направлению к гипотетическому центру внедрения. Исходя из факта приуроченности обогащенных медью разновидностей руд к головным частям массивных сульфидных залежей, можно заключить, что поступление самостоятельного сульфидного расплава шло не только из предполагаемого центра внедрения [27], расположенного, по-видимому, в десятках километров от фронтальных частей сульфидных залежей, а также из большого количества магмо- и сульфидопроводящих каналов Норильско-Хараелахской системы разломов. Надо полагать, что формирование рудоносных интрузивных тел и массивных сульфидных залежей обусловлено многоканальным поступлением сульфидно-силикатного и собственно сульфидного расплавов из коровых промежуточных магматических очагов на гипабиссальные—субвулканические уровни локализации месторождений.

ВЫВОДЫ

1. Норильский рудный район, рассматриваемый как самостоятельная глубинная структура, принадлежит Приенисейскому мегаблоку, расположенному в области торцевого сочленения взаимосвязанных Енисейско-Хатангского рифтогенного прогиба и Западно-Сибирской рифтовой системы мезозойского возраста, сопоставимых с крупнейшими внутриконтинентальными рифтами Земли. Условия образования сульфидных медно-никелевых месторождений, связанных с гипербазит-базитовой вулкано-интрузивной ассоциацией, определяются исключительно высокой проницаемостью структурных элементов земной коры Норильского района и пространственным совмещением его глубинной структуры с южной фланговой ветвью Енисейско-Хатангского рифта.

2. Район характеризуется трехчленным континентальным типом земной коры с повышенной мощностью ее нижней консолидированной части, отвечающей "базальтовому" слою. Высокая плотность трансформных разломов резко отличает район от сопредельных блоков Сибирской платформы. Главной магмородоконтролирующей структурой является зона Норильско-Хараелашского глубинного разлома.

3. Норильский рудный район как региональная рудно-магматическая система сформирован в результате сублатерального перемещения ювенильного гипербазит-базитового расплава из области первичной мантийной магмогенерации Енисейско-Хатангского рифта в южном направлении на расстояние в десятки—первые сотни километров. Рудные узлы и месторождения формируются в результате эволюции локальных рудно-магматических систем, которые являются производными региональных, а их пространственное положение определяется особенностями соотношения глубинных и приповерхностных структур региона и целым набором разнопорядковых геолого-структурных факторов, касающихся строения вулканогенно-осадочного платформенного чехла.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В.В. Эндеогенные режимы континентов. М.: Мир, 1978. 232 с.
2. Геология нефти и газа Сибирской платформы. М.: Недра, 1981. 552 с.
3. Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений/В.И. Казанский, И.Н. Томсон, Ю.Г. Сафонов и др. М.: Наука, 1983. 240 с.
4. Голубков В.С., Кавардин Г.И. Основы петрографического и металлогенического районирования пермо-триасовых эндогенных формаций севера Тунгусской синеклизы. — В кн.: Геология и полезные ископаемые северо-запада Сибирской платформы. Л.: Недра, 1970, с. 5–23.
5. Деменицкая Р.М. Кора и мантия Земли М.: Недра, 1975. 255 с.
6. Дистлер В.В., Генкин А.Д., Дюжиков О.А. Сульфидная петрология и генезис руд медно-никелевых месторождений. — В кн.: Тез. докл. XXVII сес. МГК. М.: Наука, 1984, т. 6, с. 75–76.
7. Дистлер В.В., Смирнов А.В., Гроховская Т.Л. и др. Стратификация, скрытая расслоенность дифференцированных трапповых интрузий и условия образования сульфидного оруденения. — В кн.: Условия образования магматических рудных месторождений. М.: Наука, 1979, с. 211–269.
8. Додин Д.А., Садиков М.А., Шатков В.А. Геохимические критерии поисков медно-никелевых месторождений. Л.: Недра, 1982. 168 с.
9. Дюжиков О.А. Никеленосная гипербазит-базитовая вулкано-плутоническая ассоциация северо-запада Сибирской платформы. — В кн.: Проблемы петрогенезиса и рудообразования, корреляция эндогенных процессов: Тез. докл. к III Вост.-Сиб. регион. петрогр. совещ. Иркутск: Ин-т земной коры СО АН СССР, 1979, с. 113–114.
10. Дюжиков О.А. Енисейско-Оленекский рудный пояс севера Сибирской платформы. — Геология руд. месторождений, 1985, № 3, с. 16–33.
11. Дюжиков О.А., Федоренко В.А. Опыт картирования и изучения вулканогенных толщ при прогнозировании сульфидных медно-никелевых месторождений (северо-запад Сибирской платформы). — В кн.: Методы составления палеовулканологических карт. Новосибирск: Наука, 1979, с. 103–109.
12. Дюжиков О.А., Линд Э.Н., Нестеровский В.С. Некоторые закономерности локализации рудных узлов в Норильском районе. — В кн.: Полезные ископаемые Средней Сибири. Красноярск: Кн. изд-во, 1974, с. 73–77.
13. Дюжиков О.А., Ваулин Л.Л., Кравцов В.Ф. и др. Геолого-структурные особенности Норильского района в связи с его никеленосностью. — В кн.: Проблемы петрологии в связи с сульфидным медно-никелевым рудообразованием. М.: Наука, 1981, с. 196–203.

14. Егоркин А.В., Зюганов С.К., Чернышев Н.М. Верхняя мантия Сибири. — В кн.: Геофизика: Тр. XXVII сес. МГК. М.: Наука, 1984, т. 8, с. 27–42.
15. Золотухин В.В., Виленский А.М., Дюжигов О.А. Базальты Сибирской платформы (особенности геологии, состава и генезиса). Новосибирск: Наука, 1986. 246 с.
16. Зонешайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Рифтовые структуры в геологическом прошлом. — В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977, с. 11–15.
17. Кавардин Г.И. Металлогения северо-запада Сибирской платформы. Л.: Недра, 1976. 159 с.
18. Катульский В.К. Современное состояние вопроса о генезисе медно-никелевых сульфидных месторождений. — Сов. геология, 1948, № 29, с. 11–24.
19. Косыгин Ю.А., Лучицкий И.В. Структуры ограничения Сибирской платформы. — В кн.: Тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1963, т. 2, с. 9–12.
20. Малич Н.С., Туганова Е.В. Принципы и методика минерагенического анализа платформ. М.: Недра, 1980. 287 с.
21. Маслов Г.Д. Тектоника Игарско-Норильского района и рудоконтролирующие структуры. — В кн.: Тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1963, т. 2, с. 336–350.
22. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983. 208 с.
23. Москалева В.Н. Магматические формации как индикаторы рифтогенных систем. — Сов. геология, 1982, № 10, с. 82–93.
24. Погребницкий Ю.Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л.: Недра, 1971. 248 с.
25. Развалев А.В. Эндогенные режимы, предшествующие рифтогенезу. — Геотектоника, 1979, № 6, с. 32–41.
26. Ремпель Г.Г., Салов В.М. Природа региональных гравитационных аномалий и их использование при оценке объема интрузивных масс в Норильско-Хараелахском прогибе. — Геология и геофизика, 1977, № 9, с. 86–95.
27. Сульфидные медно-никелевые руды Норильских месторождений/А.Д. Генкин, В.В. Дистлер, Г.Д. Гладышев и др. М.: Наука, 1981. 234 с.
28. Сурков В.С., Жеро О.Г., Смирнов Л.В. Западно-Сибирская плита. — В кн.: Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М.: Наука, 1977, с. 133–141.
29. Фотиади Э.Э., Сурков В.С., Гришин М.П., Жеро О.Г. Региональные геофизические исследования земной коры Сибири. — Геология и геофизика, 1978, № 1, с. 90–95.
30. Яскевич В.И., Яковлев Ю.К., Четвергов А.П. и др. Результаты и проблемы изучения тектоники западной части Сибирской платформы и Енисейско-Хатангского прогиба по геолого-геофизическим данным. — В кн.: Тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1980, т. 9, с. 79–84.

УДК 553.48:622.241

В.И. Казанский, А.А. Кременецкий, Ю.И. Кузнецов, В.С. Ланев

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ПЕЧЕНГСКОГО РУДНОГО РАЙОНА ПО МАТЕРИАЛАМ СВЕРХГЛУБОКОГО БУРЕНИЯ

ВВЕДЕНИЕ

Печенгский рудный район является ключевым для решения многих вопросов геологии и металлогении восточной части Балтийского щита [1, 4, 7–9]. Он расположен на северо-западном фланге протерозойского вулканического пояса, который протягивается через весь Кольский полуостров и состоит из двух звеньев — собственно Печенгского и Имандра-Варзугского. Непосредственно в Печенгском районе докембрийские породы подразделяются на три главных комплекса, или серии: кольскую, тундровую и печенгскую. Кольская серия представлена разнообразными гнейсами и гранито-гнейсами с прослоями амфиболитов и железистых кварцитов. Единичные определения по Rb/Sr изохронным методом ее возраста дают 2,7 млрд. лет и по изохронному свинцовому методу — 2,9 млрд лет. Тундровая серия сложена сланцеватыми амфиболитами, амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, кварц-карбонатными и другими сланцами. Возраст и объем тундровой серии остаются предметом дискуссий.

Печенгский осадочно-вулканогенный комплекс состоит из четырех мощных эффузивных покровов, разделенных туфогенными и осадочными породами, и насыщен интрузи-

вами ультраосновных и основных пород, с которыми связаны сульфидные медно-никелевые месторождения. Подавляющая их часть сосредоточена в продуктивной ждановской свите на северо-восточном крыле Печенгской структуры. Это крыло разделяется на краевую часть с характерными дугообразными выходами вулканогенно-осадочных толщ и центроклинальным падением под углами 20–70° и внутреннюю с автономными тектоническими элементами.

Относительно тектонического строения Печенгской структуры высказаны разные точки зрения. Одни исследователи рассматривают ее как ассиметричный синклиниорий, возникший в результате карельской складчатости, другие – как сложно построенный грабен, третьи – как чешуйчатую моноклиаль и т.д. По-разному трактуется и геотектоническая природа протерозойских осадочно-вулканогенных отложений [2].

В 1958–1962 гг. было выполнено глубинное сейсмическое зондирование по профилю Баренцево море – Печенга – Ловно. Его результаты позволили высказать предположение о том, что под центральной и северо-восточной частями Печенгской структуры верхняя граница "базальтового" или "гранулит-базальтового" слоя находится на наименьшей для Кольского полуострова глубине. Это послужило одной из причин заложения в Печенгском районе Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3). Устье скважины расположено на северо-восточном крыле с таким расчетом, чтобы оценить рудоносность глубоких горизонтов Печенгской структуры, пересечь на отметке 4,7 км контакт протерозойских вулканитов с гнейсами кольской серии, в интервале 7,5–8,5 км вскрыть поверхность К и проникнуть внутрь "базальтового" слоя [5].

Бурение Кольской сверхглубокой скважины создало уникальную возможность для получения прямой информации о строении древней континентальной земной коры и процессах, которые в ней происходили, в том числе о рудообразовании. В комплексных исследованиях керна и околоскважинного пространства участвовали многие организации Министерства геологии, Академии наук СССР и других ведомств. Результаты геологических, геофизических и технологических исследований изложены в коллективной монографии [5]. В настоящей статье на основе этих материалов приведена сжатая геолого-геофизическая характеристика разреза скв. СГ-3 от поверхности до отметки 12 000 м и суммированы новые данные о тектонических структурах, природе геофизических границ, рудоносности докембрийских комплексов, которые позволяют оценить альтернативные точки зрения о глубинном строении Печенгского рудного района.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ РАЗРЕЗА СКВ. СГ-3

Фактический разрез по скв. СГ-3 отличается от проектного, особенно в нижней части (рис. 1). На основании геологических и геохронологических исследований он разделен на два комплекса: протерозойский (0–6840 м) и архейский (6840–12 000 м). В свою очередь, протерозойский комплекс расчленен на две серии: никельскую и луостаринскую. Эти серии разделяются согласным Лучломпольским разломом, который ранее ошибочно принимался, по сейсмическим данным, за подошву Печенгской структуры. Такое расчленение подтверждается изучением физических свойств пород по керну и каротажу скважины.

Как и на поверхности, протерозойский комплекс состоит из четырех вулканогенных и четырех осадочных толщ или свит. К никельской серии отнесены матертинская, ждановская, заполярнинская и лучломпольская свиты, к луостаринской – пирттиярвинская, кувернериньокская, маярвинская и телевинская.

Матертинская свита (9–1059 м) сложена главным образом слабо метаморфизованными базальтами, в которых содержатся отдельные маломощные прослои туфов, пироксеновых и пикритовых порфиринов. Породы плотные, высокоскоростные. Прослои туфов выделяются минимальными значениями электросопротивления на кривых электрокаротажа (ЭК) и максимумами электропроводности на кривой электромагнитного каротажа (ЭМК). Характерно для них также повышение естественной радиоактивнос-

ти на кривой гамма-каротажа (ГК) и понижение скорости упругих волн на диаграммах акустического каротажа (АК).

Ждановская свита (1059–2805 м) характеризуется весьма пестрым литологическим составом. Она сложена филлитами, алевролитами и песчаниками, локально развитыми пластами конгломератов и насыщена телами габбро-диабазов и никеленосных гипербазитов. Тела пород ультраосновного состава четко выделяются по аномалиям магнитной восприимчивости, пониженным значением скорости упругих волн и более высокой по сравнению с вмещающими породами плотностью. Рудная вкрапленность фиксируется в основном методами ЭК и ЭМК. Туфогенно-осадочные породы и туфы обладают повышенной естественной радиоактивностью по сравнению с диабазами и габбро-диабазами, но несколько пониженной по сравнению с филлитами и алевролитами.

Заполяринская свита (2805–4673 м) представлена актинолитизированными диабазами, шаровыми лавами, туфобрекчиями и зелеными сланцами по диабазам. Низы толщи характеризуются интенсивным расщеплением пород. На фоне общего однородно по составу свиты выявляются многочисленные покровы, несколько отличающиеся по составу и структуре. Внутреннее строение свиты хорошо выделяется геофизическими методами по электросопротивлению, скорости упругих волн, плотности и др.

Лучломпольская свита (4863–4884 м) сложена четкосолистыми песчаниками (граувакками, аркозами) и в меньшей степени алевролитами; в верхней ее части встречаются доломитизированные известняки и туффиты. Толща отличается высокой степенью расщепления и перекристаллизации пород. По разрезу скв. СГ-3 в ней обнаружено тело андезитового порфирита, четко выделяемое геофизическими методами (ЭК, АК, ГК и др.). Песчаные доломиты выделяются пониженными значениями γ по кривой ГК, повышенным и неоднородным электросопротивлением, повышенным значением скорости распространения упругих волн (v_p) и минимумами на кривых магнитного каротажа (МК). Аркозовые песчаники имеют сходные характеристики, однако скорость v_p в них несколько ниже.

Пиртиярвинская свита (4884–5642 м) образована метабазальтами, андезитовыми метапорфиритами, метамандельштейнами, кварцевыми кератофирами (альбитофирами). Характерной ее особенностью являются повсеместное присутствие рассеянной вкрапленности магнетита и соответственно высокая магнитность пород. По этому признаку свита резко выделяется в разрезе, причем четко отбиваются ее верхняя и нижняя границы. В основании преобладают андезитовые метапорфириты и метабазальты, в средней части — метальбитофиры. Верхние ее части сложены андезитовыми метапорфиритами и метабазальтами. Породы имеют то массивные, то сланцевые текстуры.

Кувернеринйокская свита (5642–5717) представлена (сверху вниз): туффитами, доломитами и доломитизированными известняками, кварцитами и кварцито-песчаниками. Разрез имеет отчетливую слоистость, что фиксируется и геофизическими методами, в частности ЭК и ГК.

Маярвинская свита (5717–6823) состоит из сланцевых амфиболитов по основным эффузивам, диабазам, диабазовым порфиритам, мандельштейнам. Толща характеризуется преобладанием высоких значений электросопротивления, пониженными показаниями ГК и АК. Изрезанный характер кривой ГК связан с неравномерным проявлением биотитизации.

Телевинская свита (6823–6840) сложена полимиктовыми конгломератами, гравелитами и аркозовыми песчаниками. Породы осадочной толщи прочно сцементированы, местами интенсивно расщеплены и брекчированы.

По данным Rb/Sr изохронного и K/Ar методов, протерозойский комплекс формировался в интервале 2,1–1,6 млрд. лет.

Вопреки первоначальным построениям от 6840 вплоть до 12 060 м скв. СГ-3 пересекла единый метаморфический комплекс, состоящий из многократно чередующихся биотит-плаггиоклазовых и биотит-амфибол-плаггиоклазовых гнейсов, а также гнейсов с высокоглиноземистыми минералами, амфиболитов и метультрабазитов. Все они в той или иной степени гранитизированы и рассечены пегматитовыми жилами. Гнейсы

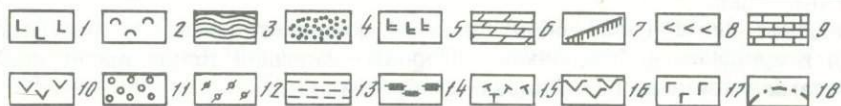
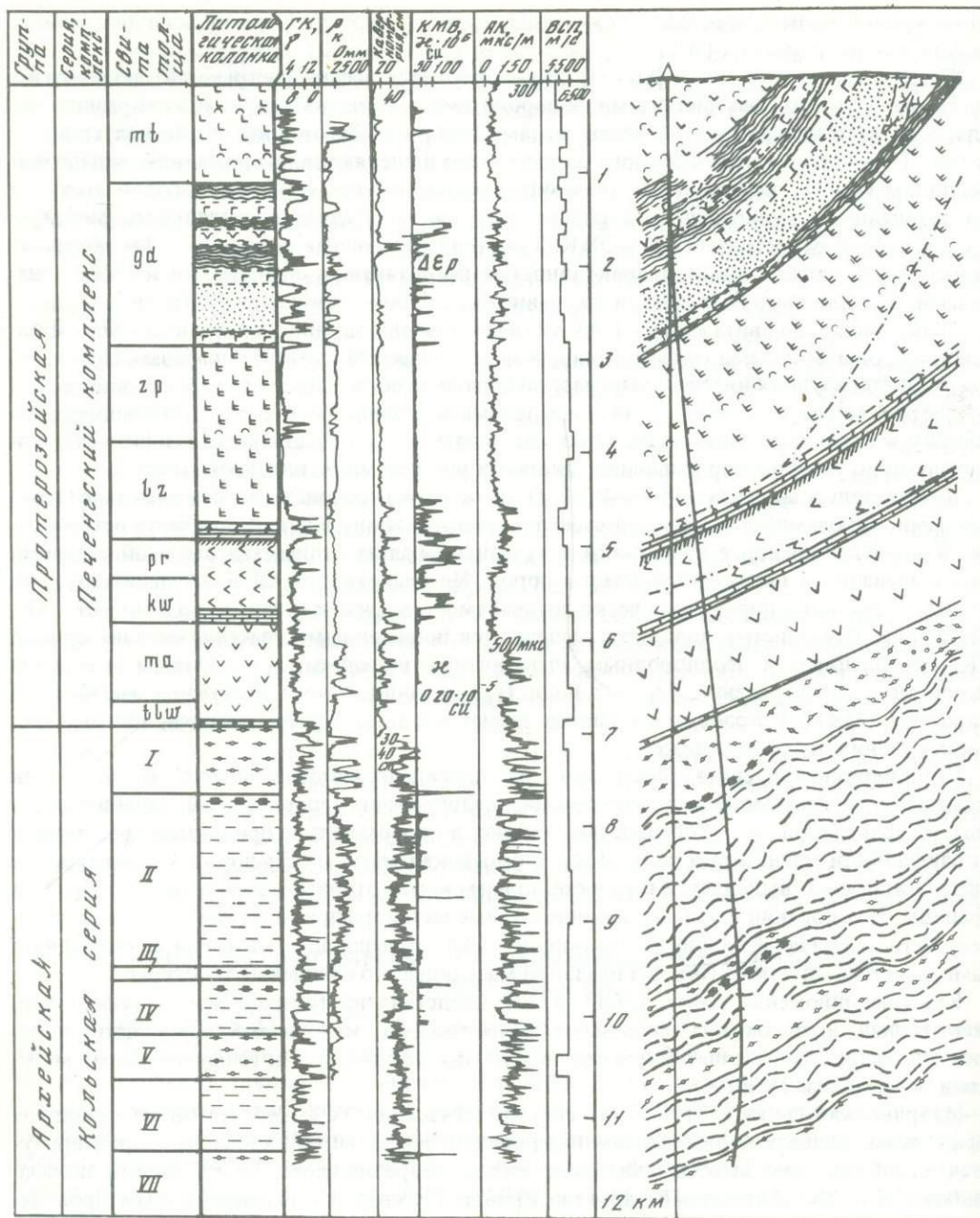


Рис. 1. Геолого-геофизический разрез Кольской сверхглубокой скважины [5]

1 – автитовые диабазы с прослоями пироксеновых и пикритовых порфиритов; 2 – туфы и туффиты основного состава; 3 – филлиты, алевролиты с прослоями туфов; 4 – ритмичностонные песчаники с с подчиненными алевролитами и аргиллитами; 5 – актинолитизированные диабазы; 6 – доломиты, аркозовые песчаники; 7 – серицитовые сланцы; 8 – метадиабазы; 9 – доломиты, полимиктовые песчаники; 10 – диабазовые порфириты и сланцы по ним; 11 – полимиктовые конгломераты, гравелиты; 12 – биотит-плагноклазовые гнейсы с высокоглиноземистыми минералами; 13 –

с высокоглиноземистыми минералами имеют первично-осадочное происхождение и отнесены к глинисто-песчанистой формации. В разрезе скважины выделены как пара-, так и ортоамфиболиты. Однако точное определение исходной природы амфиболитов, как и биотит-плагиоклазовых гнейсов, сопряжено с рядом трудностей. В архейском комплексе установлены минеральные ассоциации гранулитовой, амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Наиболее интенсивно в нем проявлен метаморфизм амфиболитовой фации, совпадающий во времени с эпохой прогрессивного метаморфизма печенгского комплекса (около 1,8 млрд. лет). Радиологический возраст кульминации архейского метаморфизма с помощью Pb/Pb метода по цирконам оценивается в 2750 ± 40 млн. лет.

Если верхние горизонты архейского комплекса уверенно коррелируются с поверхностью, то его более глубокие части, начиная с отметки 9450 м, наращивают докембрийскую континентальную земную кору вниз. Принципиальное значение имеет и тот факт, что в разрезе архейского комплекса даже на максимальных глубинах присутствуют метаморфизованные осадочные породы.

Характерной особенностью пород архейского комплекса является неоднородность состава, текстуры и структуры даже на максимальных глубинах, что обусловило значительную дифференциацию этой части разреза по физическим свойствам. В то же время на границе архейских и протерозойских образований не наблюдается такого резкого изменения физических свойств (за исключением радиоактивных), как в пределах заполярнинской свиты на глубине 4500 м.

Породы архея в целом имеют достаточно высокую радиоактивность, на фоне которой минимумами выделяются прослойки амфиболитов, а максимумами — плагиограниты и пегматиты. Для всех пород характерны высокие значения электросопротивления и небольшие значения скорости ($v_p = 5,0-6,0$ км/с по данным АК). Породы различного состава четко дифференцируются по плотностям и магнитным характеристикам: на фоне низких значений плотности и магнитной восприимчивости гранито-гнейсов ($\sigma = 2,62-2,67$ г/см³; $\kappa = 0-5 \cdot 10^{-5}$ СИ) отчетливо выделяются амфиболиты, имеющие плотность $3,0-3,1$ г/см³ и магнитную восприимчивость порядка $10 \cdot 10^{-5}$ СИ.

Проходка Кольской скважины позволила впервые построить достоверный геохимический разрез континентальной коры до 12 км. Кривые распределения петрогенных элементов и элементов-примесей изображены на основе поинтервально (50 м) рассчитанных средних содержаний для метаосадочных, метаэффузивных и метаинтрузивных групп пород. В качестве наиболее информативных были выбраны элементы, содержание которых не зависит от степени метаморфизма, а также содержания связанной воды (H_2O^+), рудных, радиоактивных и редкоземельных элементов. Некоторые характерные кривые приведены на рис. 2.

В разрезе печенгского комплекса геохимические тренды подтверждают геолого-геофизическое расчленение эффузивных свит на две серии. При этом в каждой серии выявляется последовательное увеличение с глубиной содержаний SiO_2 , K_2O и уменьшение ΣFe . Неоднородность распределения Cr и Zr в пределах отдельных свит (матертинской и пирттиярвинской) обусловлена сменой типов магматической дифференциации. В разрезе продуктивной ждановской свиты устанавливается постепенный рост с глубиной SiO_2 и Zr и убывание ΣFe и Cr , определяемые сменой преобладающих вверху метапелитов и метатупфов метапесчаниками — внизу.

мигматизированные и гранитизированные биотит-плагиоклазовые гнейсы; 14 — магнетит-амфиболовые сланцы; 15–17 — интрузивные образования: 15 — андезитовые порфириды, 16 — верлиты, 17 — габбро-диабазы; 18 — тектонические нарушения; кольская серия: толщи I, III, V, VII — мусковит-биотит-плагиоклазовых гнейсов с высокоглиноземистыми минералами (андалузит, ставролит, силлиманит, гранат) с телами амфиболитов; толщи II, IV, VI — биотит-плагиоклазовых гнейсов, биотит-амфибол-плагиоклазовых гнейсов и амфиболитов; печенгский комплекс: свиты луостаринской серии — телевинская (tlw), маярвинская (ma), кувернеринюкская (kw), пирттиярвинская (pr); свиты никельской серии — лучломпольская (lz), заполярнинская (zp), ждановская (gd), матертинская (mt)

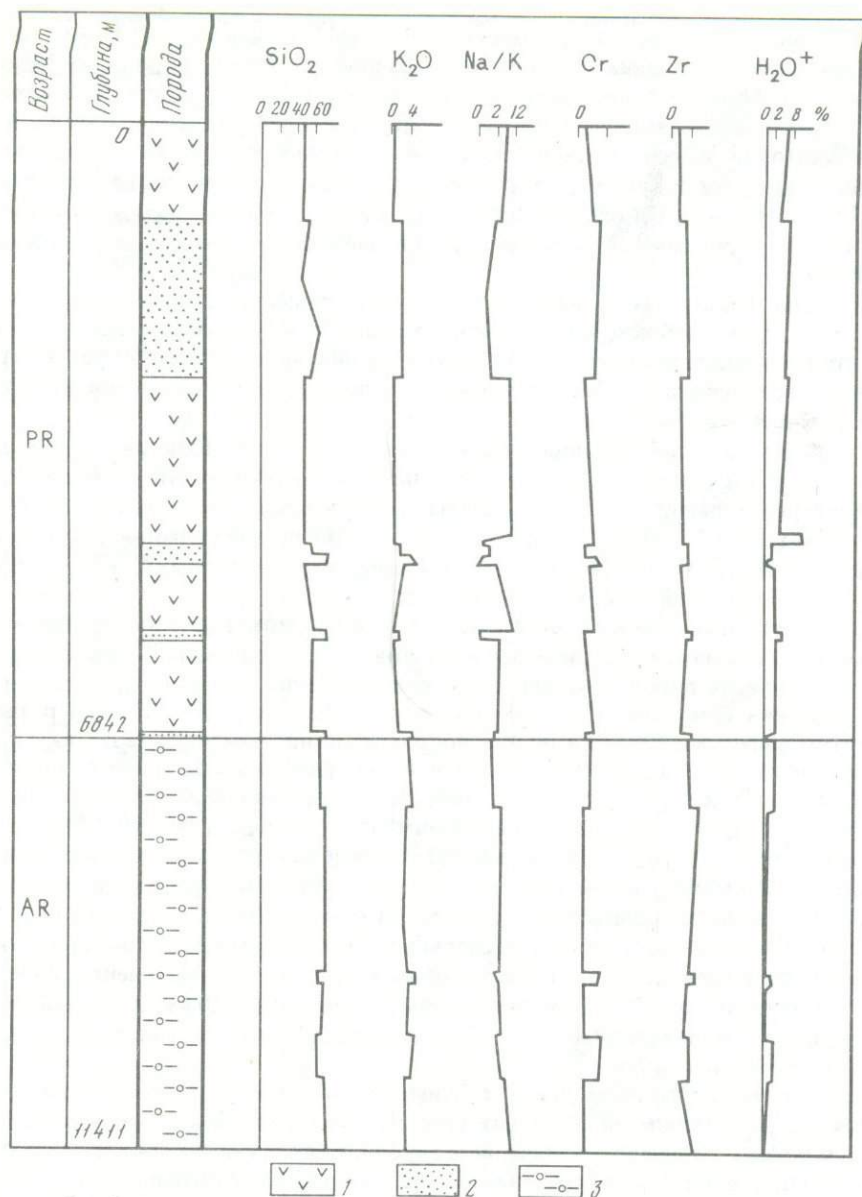


Рис. 2. Геохимический разрез Кольской сверхглубокой скважины [5]

1 — метавулканыты; 2 — метаосадочные породы; 3 — гнейсы и мигматиты с прослоями амфиболитов

На контакте протерозойского и архейского комплексов наблюдается резкое увеличение содержаний SiO_2 , K_2O , Zr и уменьшение ΣFe , что связано с резким переходом от протерозойских основных метавулканитов к кислым архейским. Метаморфические толщи архея отличаются относительно выдержанным распределением исследуемых элементов на всю глубину разреза.

Распределение значений Na/K отношения по разрезу скв. ГС-3 отражает специфику минерального состава докембрийских комплексов, при этом общая щелочность пород ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) ступенчато увеличивается с глубиной: 1,1–3,6% (0–4,5 км) → 3,9–7,5% (4,5–6,8 км) → 5,0–9,5% (6,8–12,0 км).

Распределение радиоактивных элементов (U, Th, K) оценивалось с учетом мощностей главных типов пород, слагающих разрез Кольской скважины. Метаосадочно-вулканогенные породы печенгского комплекса характеризуются в целом более низкими средними содержаниями по сравнению с подстилающим архейским комплексом. Установлено, что резкие изменения значений Th/U отношения соответствуют зонам разрывных нарушений и, по-видимому, связаны с частичным перераспределением этих элементов глубинными гидротермами. Тренды редкоземельных элементов выражены менее контрастно и обнаруживают обратную зависимость от Na/K отношения в протерозойском комплексе.

ТЕКТОНИКА

Исследования Кольской сверхглубокой скважины стимулировали сбор дополнительных геологических и геофизических данных на поверхности по нескольким опорным профилям. Сопоставление этих данных с разрезом скважины позволяет сделать следующие выводы относительно глубинного строения Печенгской структуры.

1. На всем вскрытом интервале (0–6840 м) печенгский комплекс обладает моноклиналиным залеганием и удивительной выдержанностью слагающих его осадочных и эффузивных свит; ни закономерных изменений их мощностей, ни выполаживания с глубиной не установлено.

2. Важная роль в структуре печенгского комплекса принадлежит крупным согласным зонам расщепления, в частности Лучломпольскому разлому, расположенному на границе никельской и луостаринской серий.

3. Перемещения по зонам расщепления происходили одновременно с прогрессивным зональным метаморфизмом печенгского комплекса.

4. Протерозойские тектонические движения и метаморфизм интенсивно преобразо-

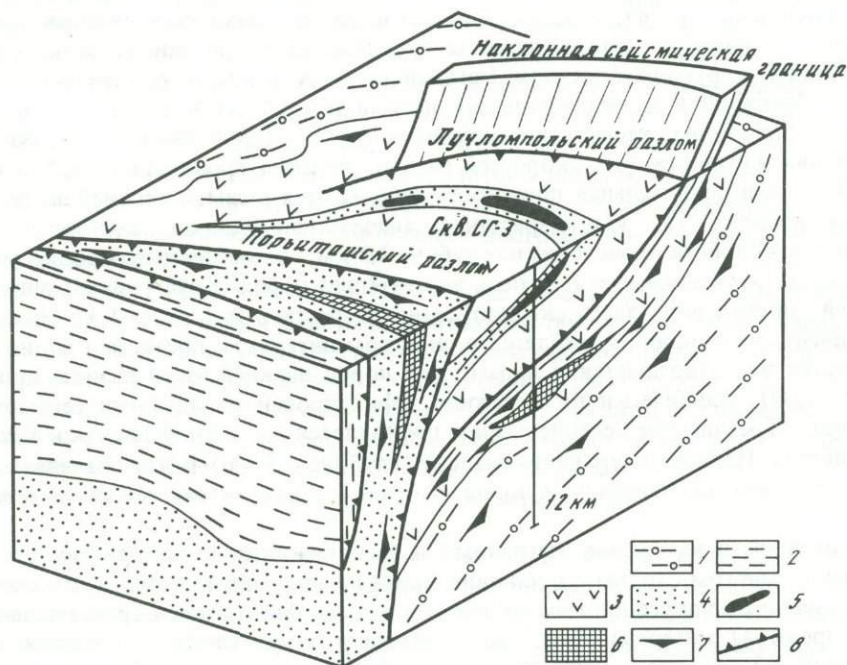


Рис. 3. Схематическая объемная модель Печенгской структуры

1 — кольская серия; 2 — тундровая серия; 3–5 — печенгский комплекс: 3 — вулканиты, 4 — осадочные и туфогенные породы, 5 — гипербазиты; 6 — андезитовые порфириты; 7 — расщепленные породы; 8 — разломы

вали также архейский комплекс, почти нацело уничтожив в нем более ранние структурные элементы и парагенезисы гранулитовой фации.

5. Вплоть до максимальных отметок в архейском комплексе сохраняются средние и крутые углы падения литологических контактов, реликтовой слоистости, сланцеватости пород, что опровергает представление о выполаживании и затухании складчатости с глубиной.

6. Отсутствие в разрезе скв. СГ-3 тундровой серии противоречит идее о ее согласном залегании с печенгским комплексом в виде синклинали складки.

Используя материалы сверхглубокой скважины, новую интерпретацию гравиметрических и сейсмических исследований, представляется возможным предложить новую модель глубинного строения Печенгского района (рис. 3). Согласно этой модели, формирование печенгского комплекса связывается с развитием внутриконтинентального рифтогенного пояса, с протоактивизацией раннедокембрийских структур Балтийского щита. Протерозойские осадочно-вулканогенные толщи, несомненно, отлагались на жестком консолидированном основании, о чем свидетельствует наличие конгломератов и метаморфизованных кор выветривания в основании печенгского комплекса. Растяжение земной коры сопровождалось постепенным превращением внутриконтинентальной депрессии в мелководный морской бассейн и появлением все более контрастных и дифференцированных серий. Специфика Печенгской структуры заключается в том, что протерозойский осадочно-вулканогенный комплекс возник в относительно стабильных условиях, а затем подвергся интенсивным взбросо-надвиговым перемещениям и прогрессивному зональному метаморфизму, которые оказали мощное воздействие и на более древние породы основания.

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД РАЗРЕЗА СКВ. СГ-3

Закономерности изменения физических свойств горных пород, вскрытых скв. СГ-3, были установлены в результате лабораторных и скважинных геофизических исследований. Наиболее четко эти закономерности прослеживаются по линейным петрофизическим моделям: упруго-плотностной, магнитно-электрической и естественной радиоактивности. Основной и неожиданной для исследователей особенностью распределения упругих и плотностных характеристик по разрезу скв. СГ-3 явилось то, что максимальные значения плотности (σ), скоростей распространения продольных (v_p) и поперечных (v_s) волн и минимальная пористость наблюдается в самой верхней части разреза. Резкое снижение σ , v_p , v_s и возрастание анизотропии пород относительно упругих и прочностных свойств происходит на глубине 4,5 км, где массивные породы сменяются сланцеватыми и увеличивается степень анизотропии пород. Коэффициент анизотропии скоростей упругих волн здесь скачкообразно возрастает от 1,06 до 1,37. Ниже 4,5 км коэффициент анизотропии колеблется в широком интервале, достигая 1,67, но ни в одной из пачек не возвращается к параметрам пород верхней части разреза протерозоя (до 1,05–1,09). Фактически по скважине зафиксирован обращенный сейсмологический разрез. Трехчленное деление разреза проявляется как в упругих, так и в плотностных свойствах. Первая поверхность раздела (глубина 4,5 км) почти совпадает с границей интенсивного рассланцевания пород, вторая — с контактом между протерозоем и археем.

Закономерности изменения магнитных и электрических характеристик по разрезу скважины во многом сходны с установленными по упругим и плотностным свойствам. Соответственно по упруго-плотностной модели также фиксируется трехступенчатое деление разреза: а) интервал до 4,5 км составляет зону сульфидной минерализации; б) интервал 4,5–5,6 км — зону оксидной минерализации; в) глубже 5,6 км — зону смешанной минерализации.

Основными магнитными минералами первой зоны являются две разновидности пирротина (гексагональный и моноклинный). Для этой зоны характерно отсутствие су-

ественных аномалий магнитной восприимчивости за исключением ультраосновных пород, обогащенных вторичным магнетитом. Этот минерал является ведущим во второй зоне. В третьей зоне породы менее магнитны за исключением маломощных магнетитовых пропластков.

По естественной радиоактивности породы архея резко отличаются от пород протерозоя. Для последних характерны лишь отдельные аномалии показаний ГК, связанные с переходом от толеит-базальтовых вулканитов (нерадиоактивных) к метаосадкам. Повышенная радиоактивность пород архея определяется литологическим составом пород и увеличением содержания калия (до 5–6%) и тория. Общая тенденция в изменении естественной радиоактивности пород, вскрытых скв. СГ-3, отражает возрастание содержания радиоактивных элементов вниз по разрезу.

Анализ прочностных и деформационных свойств показал, что они резко снижаются, начиная с глубины 4,5 км, в связи с проявлением дислокационного метаморфизма. В архейских образованиях наблюдается резкое чередование пород с повышенными и пониженными деформационно-прочностными характеристиками.

Таким образом, закономерности изменения физических свойств, измеренных принципиально различными методами, во многом сходны и, следовательно, отражают объективно существующую вертикальную зональность в древней континентальной земной коре.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ГРАНИЦ

Как уже отмечалось, скв. СГ-3 должна была пересечь на отметке около 4,7 км наклонную сейсмическую границу, совпадающую с контактом протерозойского и архейского комплексов, и на глубине 6,5–7,5 км — почти горизонтальную поверхность К. Наклонная граница была действительно вскрыта, но ее природа оказалась тектонической.

Исследования в керне скв. СГ-3 текстур и структур метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород показали, что с глубиной увеличиваются не только термодинамические параметры протерозойского метаморфизма, но также интенсивность деформации и перекристаллизации пород. Наиболее резкие изменения зафиксированы в зоне Лучломпольского разлома (4340–5000 м) при переходе от зеленосланцевой к эпидот-амфиболитовой фации, где реликтовые массивные структуры metabазитов сменяются кристаллическими сланцеватыми (рис. 4). Рассланцевание и перекристаллизация захватывают также горизонты песчаников, алевролитов и интрузивное тело андезитовых порфиритов. Именно здесь происходит повышение температуры метаморфизма от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации с прогрессивным замещением актинолита роговой обманкой.

Рассланцованные metabазиты и метаосадочные породы зеленосланцевой фации обладают blastокластическими и blastомилонитовыми текстурами и обнаруживают пространственную ориентировку слагающих их минералов. Кварцевые и карбонатные зерна ориентированы по типу R-тектонита с горизонтально расположенной осью *b*, чешуйки хлорита, биотита, мусковита лежат в плоскости сланцеватости. В сланцеватых metabазитах эпидот-амфиболитовой фации кварц и биотит имеют аналогичную ориентировку, а зерна высокоглиноземистой роговой обманки обладают столбчатой формой и вытянуты в горизонтальном направлении, т.е. параллельно оси *b* R-тектонитов по кварцу.

Таким образом, текстурно-структурные особенности деформированных горных пород, четкая пространственная ориентировка новообразованных и перекристаллизованных минералов однозначно свидетельствуют о том, что перемещения по разлому происходили в процессе метаморфизма и что линия движения располагалась перпендикулярно к линии простирания разлома. Именно появление в зоне Лучломпольского разлома резкой анизотропии деформированных пород, а не пестрота разреза, гораздо большая на верхних горизонтах, объясняет с геологических позиций природу первой наклонной сейсмической границы.

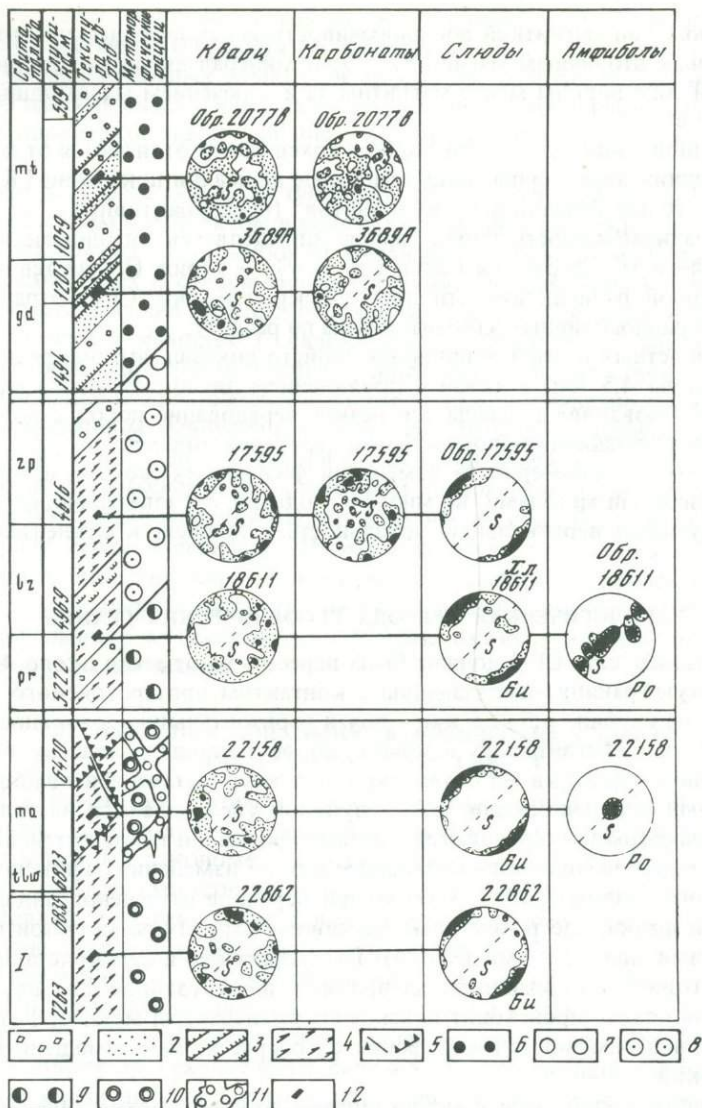


Рис. 4. Соотношения между текстурами, метаморфизмом горных пород и ориентировкой минералов в разрезе Кольской сверхглубокой скважины [5]

1–5 – текстуры пород: 1 – массивные и шаровые реликтовые, 2 – слоистые реликтовые, 3 – слоисто-сланцеватые, 4 – кристаллически-сланцеватые, 5 – катакластические; 6–10 – метаморфические фашии прогрессивного метаморфизма: 6 – пренит-пумпеллитовая, 7, 8 – зеленосланцевая (7 – эпидот-хлоритовая, 8 – биотит-актинолитовая субфашии), 9 – эпидот-амфиболитовая, 10 – амфиболитовая; 11 – регрессивная зеленосланцевая фашия; 12 – места отбора ориентированных образцов и их номера; диаграммы ориентировки минералов изображены в проекции на плоскость вертикального разреза: S – сланцеватость; плотность изолиний на диаграммах – 1–4%; Бу – биотит, Ро – роговая обманка, Хл – хлорит

Ниже Лучломпольского разлома степень рассланцевания вулканогенных пород уменьшается, но с отметки 6230 м вплоть до подошвы маярвинской свиты все они вновь превращены в тонкосланцевые амфиболиты. Тектоническую природу сланцеватых амфиболитов подтверждают результаты микроструктурного анализа.

В разрезе скв. СГ-3 не наблюдается "метаморфического перерыва" при переходе от протерозойского комплекса к архейскому. По обе стороны от контакта минераль-

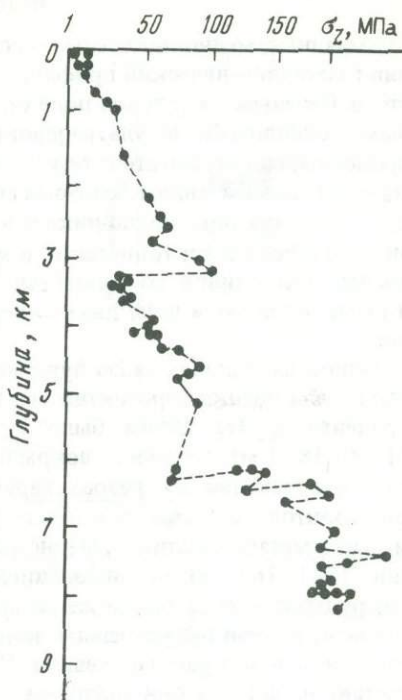
Рис. 5. Изменение с глубиной вертикальной составляющей тензора напряжений по скв. СГ-3

ные парагенезисы метабазитов одни и те же и соответствуют амфиболитовой фации. Одинаковыми оказываются также углы наклона сланцеватости и узоры микроструктурных диаграмм по кварцу, слюдам, роговой обманке, что позволяет предполагать единство плана деформаций печенгского комплекса и кольской серии. Эти данные хорошо согласуются с описанными выше результатами изучения упругих и плотностных пород разреза скв. СГ-3.

Бурение скважины открытым стволом вызвало необходимость оперативно оценивать ее устойчивость в зависимости от напряженного состояния горных пород. В этой связи была разработана специальная методика [6], базирующаяся на использовании широкополосного акустического каротажа и определении упругих свойств горных пород по керну. В результате обнаружена мощная (до 3 км) зона значительной (до 40 МПа) разгрузки напряжений, которая охватывает интервал от 3,5 до 6–6,5 км (рис. 5). Обычно считается, что горизонтальные тектонические силы проявляются лишь в верхней части земной коры и не влияют на вертикальную составляющую напряжений. Наблюдения и расчеты по скв. СГ-3 опровергают это утверждение и свидетельствуют о том, что значения (σ_z) также распределяются по разрезу нелинейно, отражая чередование как разгруженных, так и перегруженных пород. Хотя причины этого явления недостаточно ясны, эти новые факты имеют прямое отношение к оценке влияния литостатического давления на формирование в глубинных зонах земной коры открытых полостей и рудоносных трещинных структур.

Комплексные геолого-геофизические исследования скв. СГ-3 не обнаружили предполагаемой пологой поверхности К. В интервале 7–10 км скважина пересекла многократно чередующиеся гнейсы и амфиболиты, залегающие под углами 40–60°. Мощность отдельных тел амфиболитов колеблется от 1–2 до 80–100 м и в среднем составляет 10–20 м, причем их количество не обнаруживает каких-либо закономерных вариаций по глубине. То же самое относится к гранитизации, интенсивность которой определяется литологическими факторами, вследствие чего мигматиты предпочтительно образуются по гнейсам и в меньшей степени по амфиболитам. Важно подчеркнуть, что мигматизация совершалась метасоматическим путем без массового плавления субстрата и что минеральные парагенезисы гнейсов, амфиболитов, мигматитов не меняются по вертикали. Устойчивость температур метаморфизма (550–700°С) кольской серии в указанном интервале подтверждают составы существующих амфиболитов, биотитов, гранатов, полевых шпатов, клинопироксенов. Рассекающие архейский комплекс зоны катаклаза, милонитизации и зеленокаменных изменений в одних случаях ориентированы почти вертикально, в других — параллельно литологическим контактам. В керне не зафиксировано ни одного тектонического шва, перпендикулярного оси скважины.

Следовательно, поверхность К не может быть объяснена ни переходом от более кислых пород к основным, ни резким фронтом метаморфизма или базификации, ни субгоризонтальными тектоническими зонами.



Сульфидные медно-никелевые месторождения Печенгского района во многом определяют металлогенический профиль Кольского полуострова. Г.И.Горбунов [3] установил, что в Печенгском рудном поле они пространственно и генетически связаны с измененными основными и ультраосновными интрузиями, имеют первично-магматическое происхождение и вместе с тем подвергнуты более позднему метаморфизму и гидротермальным воздействиям, которые способствовали образованию богатых эпигенетических руд. Локализация медно-никелевого оруденения обусловлена сложной комбинацией литологических, тектонических и магматических факторов. Подавляющая часть никеленосных интрузивов сосредоточена в продуктивной свите и размещается в ее нижней и верхней частях в виде двух линейно вытянутых рудных узлов — Восточного и Западного.

Одной из главных задач бурения скв. СГ-3 в центральной части Печенгского рудного поля была оценка перспектив его глубоких горизонтов в отношении медно-никелевого оруденения. Эта задача была успешно решена. В средней части ждановской свиты (1540—1810 м) скважина вскрыла ранее неизвестную зону никеленосных ультрабазитов. Вмещающий их разрез характеризуется ритмичным переслаиванием филлитов, алевролитов, песчаников и обилием туфогенного материала. Скважиной вскрыты три массива метаперидотитов. Медно-никелевые руды сопровождают самый крупный интрузив (1541—1677 м), истинная мощность которого составляет около 100 м. Установлено, что руды занимают такую же геологическую позицию, как и на других месторождениях Печенги, будучи приурочены к контакту метаперидотитов с филлитами, осложненному согласной зоной рассланцевания. По текстурно-структурным признакам, минеральному составу и генезису они аналогичны рудам, выходящим на поверхность, что доказывает выдержанность сульфидного медно-никелевого оруденения по падению по крайней мере на 2,5 км.

Основная часть никеленосного интрузива представлена серпентинизированным и хлоритизированным перидотитом, в котором сохранились реликтовые магматические структуры и клинопироксен. Наиболее деформирована и изменена нижняя часть интрузива, в которой зона тальксодержащих метаперидотитов контактирует с хлоритовыми и серицитовыми сланцами, а те, в свою очередь, с тальк-тремолитовыми сланцами. По ассоциации минералов сланцы отвечают эпидот-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации, что соответствует их положению в общей вертикальной зональности протерозойского метаморфизма.

Характер медно-никелевой минерализации также изменяется сверху вниз: первично-магматические рассеянно- и густовкрашенные руды в метаперидотитах сменяются брекчиевидными в зонах рассланцевания и прожилково-вкрашенными в филлитах. Эпигенетическую природу брекчиевидных руд подтверждают результаты определения изотопного состава серы в сульфидах: ее утяжеление при переходе от оруденелых метаперидотитов к осадочно-диагенетической колчеданной минерализации в филлитах (рис. 6).

По физическим свойствам интервалы медно-никелевой минерализации характеризуются аномальными значениями. В частности, для них типичны повышенные значения плотности и магнитной восприимчивости (σ — до $3,36 \text{ г/см}^3$, κ — до $2,2 \cdot 10^{-2}$ СИ). Серпентинизированные перидотиты (интервал 1541—1677 м) характеризуются следующими средними значениями: $\sigma = 2,88 \pm 0,15 \text{ г/см}^3$, $\kappa = (9,8 \pm 1,4) \cdot 10^{-3}$ СИ, $V_p = 6100 \pm 600 \text{ м/с}$, $A = 1,07 \pm 0,9$.

Геологические и геохимические исследования керн Кольской сверхглубокой скважины позволили более точно определить формационную принадлежность никеленосных интрузивов и их положение в общей эволюции протерозойского магматизма. Метаэффузивные породы протерозоя расчленены на четыре формации: 1) андезито-базальтовую (маярвинская свита); 2) трахибазальтовую (пирттиярвинская свита); 3) толеит-базальтовую (заполярнинская свита); 4) пикрит-базальтовую (матертинская свита).

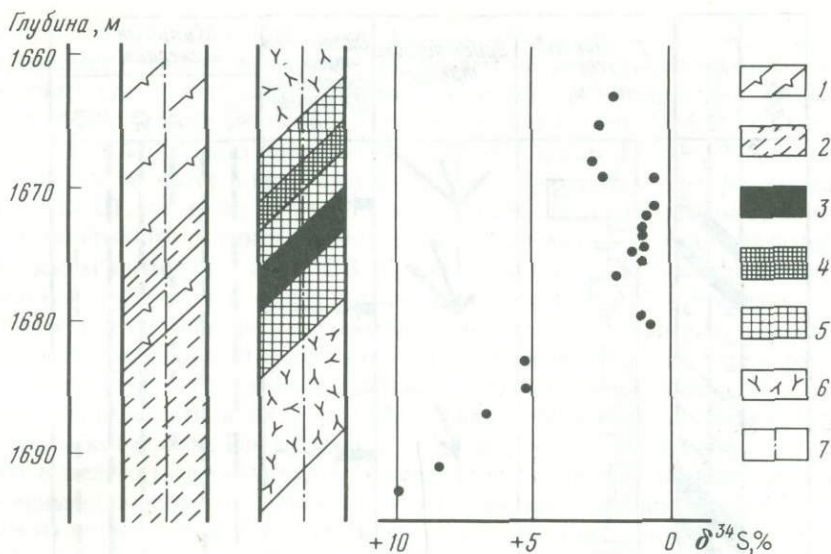


Рис. 6. Вариации изотопного состава серы в сульфидных медно-никелевых рудах на контакте метаперидотитов и метаосадочных пород [5]

1 – расланцованные метаперидотиты; 2 – филлиты; 3–6 – медно-никелевые руды: 3 – массивные, 4 – густовкрапленные, 5 – рассеянные вкрапленные, 6 – прожилково-вкрапленные; 7 – ось скважины

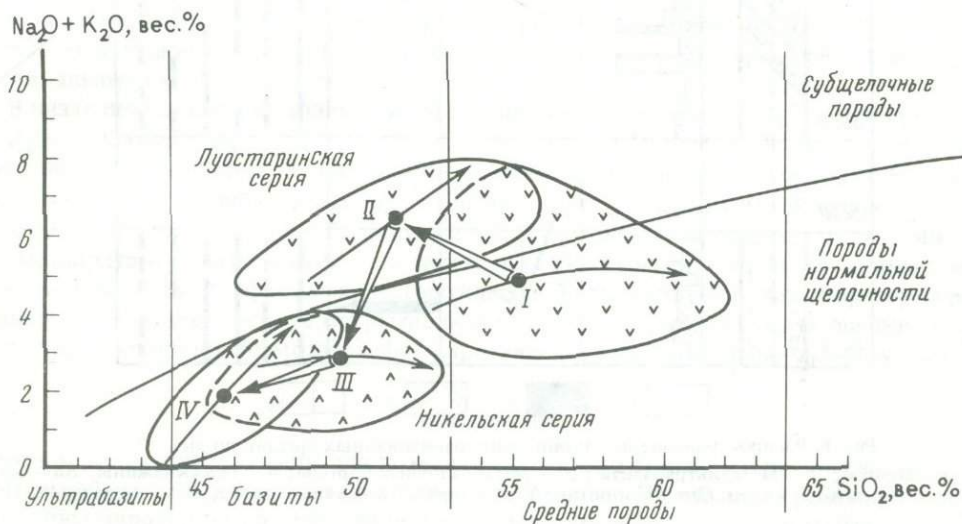


Рис. 7. Петрохимические типы вулканитов печенгского комплекса и тренды их дифференциации I–IV – формации: I – андезито-базальтовая, II – трахибазальтовая, III – толеит-базальтовая, IV – пикрит-базальтовая

Для каждой формации установлены различные геохимические тренды дифференциации и намечена периодичность их проявления во времени (рис. 7). С этих позиций никеленосные интрузивы вместе с пикрит-базальтовой формацией могут рассматриваться в качестве единой вулканоплутонической ассоциации, которая завершила формирование печенгского комплекса. Антидромный характер протерозойского магматизма указывает на последовательное опускание тех очагов, в которых зарождались магматические расплавы.

Важно подчеркнуть, что исследования минеральных ассоциаций и составов сосуществующих метаморфических минералов указывают на резко неравномерное по глубине распределение геотермического градиента в эпоху протерозойского метаморфизма. На уровне пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фаций (0—4900 м) он составлял $3,5^{\circ}\text{C}$ на 100 м, а в пределах эпидот-амфиболитовой фации (4900—6000 м) увеличивался до 11° на 100 м. Далее в интервале 6—12 км температура метаморфизма была высокой ($520\text{--}620^{\circ}\text{C}$), но почти не менялась по вертикали. Следовательно, в протерозое зона Лучломпольского разлома служила экраном для мощных тепловых потоков.

В архейском комплексе скв. СГ-3 пересекла несколько маломощных тел метабазитов и метаультрабазитов с медно-никелевой минерализацией (интервалы 7340—7352, 7920—7942 м и др.). Они представлены флогопит-тремолитовыми, флогопит-талъковыми, куммингтонит-флогопит-тремолитовыми сланцами и на контакте с вмещающими гнейсами переходят в биотитовые сланцы. Сульфидная минерализация обычно развивается по сланцеватости в виде сростаний пирротина и халькопирита с петландитом, обогащенным кобальтом. Кроме того, в архейском комплексе обнаружены железистые кварциты и железо-титановые руды. Последние представлены магнетитом, ильменитом с подчиненными пирротинном, халькопиритом и связаны с амфиболитами.

Одним из неожиданных результатов проходки скважины явилось доказательство широкого развития минерализованных трещин на всем вскрытом интервале. На большом статистическом материале установлено, что в печенгском комплексе количество трещин почти не изменяется по вертикали (рис. 8). Однако с глубиной увеличивается относительное количество трещин скола и роль более крутых трещин. При переходе в архейский комплекс число минерализованных трещин уменьшается. Тем не менее тектонические трещины, сопровождаемые регрессивным метаморфизмом зеленосланцевой фации, прослеживаются в керне вплоть до глубины 11 км. С этими наблюдениями хорошо согласуется вывод о существовании в консолидированной земной коре зон разгрузки вертикальных напряжений (см. рис. 5).

В низах печенгского комплекса зоны трещиноватости и регрессивного метаморфизма содержат низкотемпературную гидротермальную сульфидную минерализацию: пирротин, пирит, халькопирит, кварц, кальцит, хлорит в ассоциации со сфалеритом, галенином, борнитом, молибденитом, аргентопентландитом, зигенитом. В кольской серии на отметке 10 км пересечены гидротермально-измененные мигматиты с вкрапленностью халькопирита и пирита, которые по текстурно-структурным признакам сходны с метасоматитами медно-порфировых месторождений. Хотя масштабы этой гидротермальной минерализации невелики, ее открытие позволяет в 3—4 раза увеличить оценки глубин, на которых считается возможным формирование рудоносных трещинных структур.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Значение Кольской скважины для познания глубинного строения и рудоносности континентальной земной коры выходит далеко за пределы Печенгского района. Проходка скважины опровергла представления о слоистом строении земной коры, базирующиеся на геолого-геофизических исследованиях поверхности, и тем самым поставила под сомнение корреляцию металлогенической зональности с положением "базальтового" слоя.

Исследования керна доказали высокую насыщенность древней континентальной земной коры рудной минерализацией, подтвердили полигенное происхождение сульфидных медно-никелевых руд и позволили разработать новую модель глубинного строения и эволюции Печенгского района.

Вывод об исходном горизонтальном залегании никеленосных интрузий и их расчленении на отдельные фрагменты в результате чешуйчатых перемещений тектонических блоков расширяет перспективы обнаружения сульфидной медно-никелевой минерализации в Печенгской структуре. Одновременно возникает необходимость поисков в протерозойском и архейском комплексах и других типов оруденения, вскрытых Кольской сверхглубокой скважиной.

1. Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л.: Наука, 1972. 193 с.
2. Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений. М.: Наука, 1983. 238 с.
3. Горбунов Г.И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М.: Наука, 1968. 352 с.
4. Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 231 с.
5. Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984. 490 с.
6. Кузнецов Ю.И. Методика комплексного изучения физических свойств горных пород по керну скважин. — В кн.: Методика и техника петрофизических исследований. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1977, с. 3—5.
7. Магматические формации раннего докембрия территории СССР. М.: Недра, 1980. 285 с.
8. Металлогения восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1980. 248 с.
9. Минеральные месторождения Кольского полуострова. Л.: Наука, 1981. 272 с.

УДК 553.45 : (552 + 550.4)

*В.Л.Барсуков, Ю.И.Бакулин, Г.Б.Левашов, А.Г.Волосов,
Г.Е.Усанов, Э.М.Размахнина, А.В.Гаранин*

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД РАЙОНОВ РАЗВИТИЯ ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ РАЗЛИЧНОЙ ПРОДУКТИВНОСТИ

Для металлогенического районирования и прогноза районов, перспективных на поиски месторождений полезных ископаемых, разработан и успешно используется в практике геологоразведочных работ целый ряд методов и подходов. Основополагающие в этом направлении работы Ю.А.Билибина, С.С.Смирнова, В.И.Смирнова, А.Д.Щеглова, Е.А.Радкевич и др. сыграли выдающуюся роль в развитии прогнозно-металлогенического районирования различных территорий нашей страны.

В то же время все усложняющиеся задачи поиска рудных месторождений, появление все большего числа данных о зависимости состава продуктов магматизма и размещения различных типов месторождений полезных ископаемых от глубинного строения тех или иных участков земной коры, от их геологической истории требуют дальнейшего развития принципов прогнозно-металлогенического анализа. К середине 70-х годов стало вполне очевидным, что обычные приемы статической геохимии, основанные лишь на сравнительном изучении близкларковых уровней распределения рудогенных элементов в магматических горных породах, не обеспечивают удовлетворительного решения прогнозных задач. Это относится прежде всего к обширным районам Востока СССР, расположенным в области активных континентальных окраин Азиатского континента, где мезозойские складчато-глыбовые пояса закладывались и формировались на древнем кристаллическом основании или рассекали зоны недавно стабилизированных геосинклинальных прогибов (межблоковых шовных структур).

Процессы мезо-кайнозойской активизации выразились в формировании глубоких трогов (рифтов, авлакогенов) на геосинклинальном складчатом или платформенном основании с погружением сиалических блоков в зонах раздвига. Формирование новообразованной (мезозойской) континентальной коры завершилось орогенным развитием альпийских складчато-глыбовых поясов. Последующие периоды эволюции этих поясов связаны с резонансной перестройкой (аркогенезом) в связи с процессами развития соседних геосинклинальных систем (областей формирования кайнозойской коры), результатом чего явилось образование новой блоковой архитектуры в пределах этих поясов.

Сложный путь развития альпийских складчато-глыбовых поясов восточно-азиатского типа нашел отражение в специфическом характере разновозрастного магматизма, проявившемся в совмещении гранитоидного магматизма с зонами офиолитовых швов, с областями эвгеосинклинального вулканизма в ассоциации с орогенными (молассовыми) прогибами, со структурами глубинных разломов, ограничивающих грабены (рифты). Магматические расплавы, формировавшиеся в такой обстановке, геохимически существенным образом отличались от мезоабиссальных и абиссальных магматических серий, типичных для геосинклинальных зон, на примере которых разрабатывались статические модели геохимической и металлогенической специализации гранитоидных комплексов. Для магматических комплексов восточно-азиатского типа более вероятны многогранные связи гранитоидов с базальтоидными магмами, включая их принадлежность к дифференцированным базальт-андезитовым сериям, или возможное выплавление исходных для них расплавов из мафического или сиалического субстрата коры под действием проникающих по зонам раздвига базальтоидных расплавов. Наконец, представляется вполне вероятным выплавление расплавов, разнообразных по петрогеохимическим характеристикам, при погружении континентальных блоков.

Множественность петрогенетических решений определяется в данном случае разнообразием геодинамических обстановок, при которых может происходить выплавление кислых магматических расплавов. Степень участия в этих процессах глубинных флюидов с разнообразными окислительно-восстановительными и кислотно-щелочными свойствами, возможно, кардинально влиявших на поведение рудогенных компонентов в расплавах, тесно связана с конкретными геодинамическими условиями возникновения и эволюции магматических серий.

Поэтому не случайно наметился новый подход в оценке факторов специализации магматических образований. В его основе лежали прежде всего геодинамические модели проявления магматизма, учитывающие характер тектоно-магматической зональности, особенности глубинного строения структурных зон, возможные петрологические условия формирования расплавов, геохимические характеристики магматических образований и металлогенические особенности районов их развития.

Такой подход учитывает уже целый комплекс признаков и факторов главным образом тектонического плана, определяющих закономерности пространственного положения магматических серий и ассоциирующих с ними рудных месторождений. Это позволяет рассматривать проблему геохимической и металлогенической специализации тектоно-магматических систем с учетом геодинамических особенностей развития вмещающих их структурных блоков, используя при этом принципы петролого-геохимического моделирования для анализа природных процессов с учетом реально наблюдаемой геологической ситуации и глубинного строения земной коры. С методической стороны такой подход требует привлечения не только геологической, но и геофизической и петролого-геохимической информации.

Особенности глубинного строения земной коры могут быть выявлены разными путями. Это прежде всего прямые геофизические методы (сейсмопрофилирование, гравиметрия и магнитометрия). На наш взгляд, не менее важны косвенные данные, получаемые при сопоставлении относительной распространенности разновозрастных кислых и основных магматических пород.

Совместное использование обоих подходов позволяет не только оценить современную мощность земной коры в различных тектонических блоках, но и выявить рельеф ее подошвы и глубину залегания границ К и М. Сравнение соотношения кислых и основных магматических пород на последовательных возрастных срезах дает возможность представить эволюцию внутреннего строения коры в ходе геологической истории региона. Подобный анализ был проведен на территории Приамурья.

В результате в области развития мезозойского магматизма были выделены следующие структурные элементы, отличающиеся по своему глубинному строению (рис. 1).

1. Участки земной коры с малой мощностью сиалической коры, под которыми прослеживаются линейные валообразные выступы границ М и К, осложненные в ряде участ-

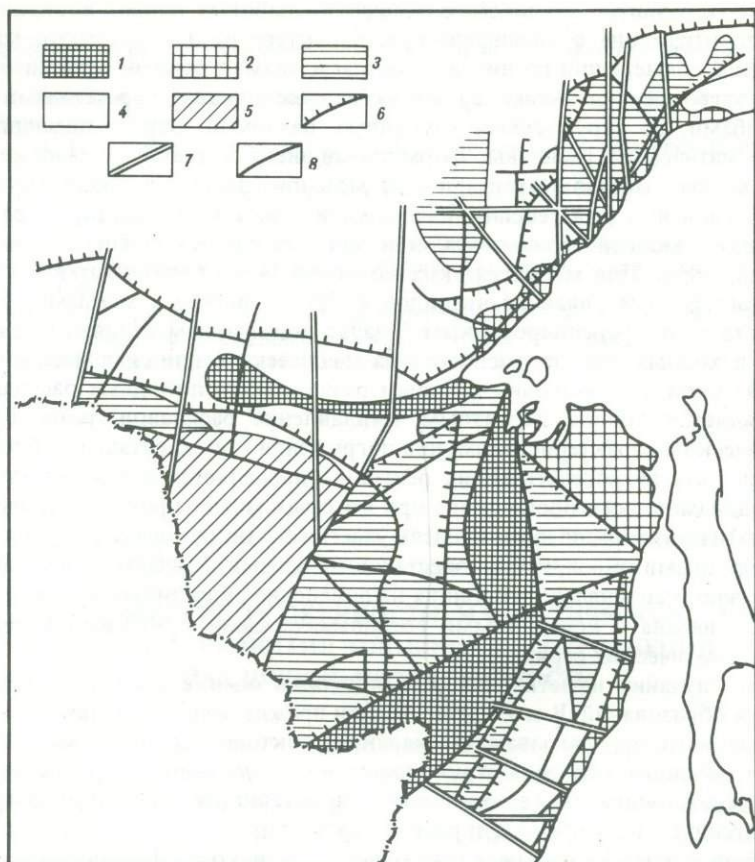


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема Дальнего Востока СССР

1–5 – участки земной коры: 1 – малой мощности со слабо развитым сиалическим слоем, 2 – пониженной мощности со слабо развитым сиалическим слоем, 3 – умеренной мощности с хорошо развитым сиалическим слоем, 4 – повышенной мощности с хорошо развитым сиалическим слоем (континентального типа), 5 – повышенной мощности с хорошо развитым сиалическим слоем (древние щиты); 6, 7 – границы в кристаллическом слое: 6 – гравиметрические ступени, разделяющие блоки различной степени разуплотнения (направление зубцов отражает уменьшение плотности земной коры), 7 – поперечные сдвиговые зоны; 8 – глубинные разломы

ков поперечными валами. Они приурочены к палеовулканическим зонам, и их образование, по-видимому, вызвано подъемом по глубинным разломам мантийного линейного диапира, который продуцировал базальтоидный магматизм. К таким выступам относятся Удско-Зейский, Тугуро-Амурский и Среднеамурский валы. Все они являются естественными границами разновозрастных геоструктурных линеаментов.

2. Участки умеренной мощности сиалического слоя земной коры, слагающие переходную зону от линейных мантийных диапиров к регионам с повышенной мощностью сиалического слоя. Они расположены по обе стороны от валообразных поднятий, причем к востоку от последних они протягиваются довольно узкой полосой, а к западу (в сторону падения фокальной плоскости и основной протяженности поперечных разломов) слагают достаточно широкую переходную зону.

3. Далее, за переходной зоной, следуют участки земной коры с повышенной мощностью сиалического слоя.

4. В краевой зоне континента, уже в области развития кайнозойского магматизма, выделяется узкая полоса также с пониженной мощностью сиалического слоя.

Анализ размещения на территории Приамурья различных типов месторождений и

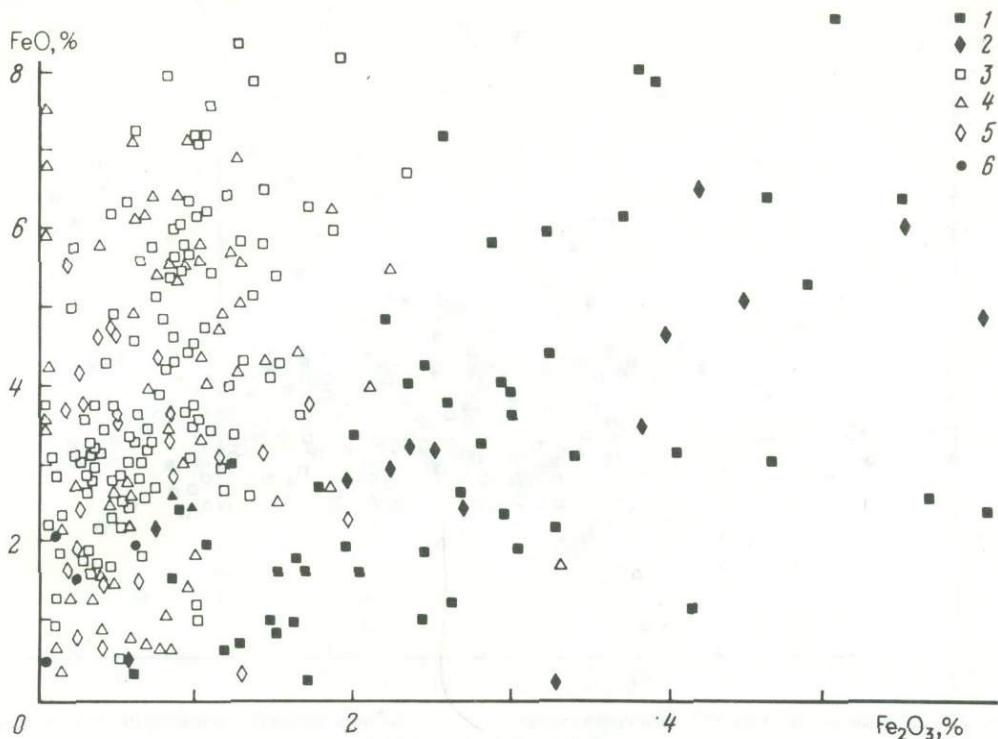


Рис. 2. Соотношение FeO и Fe_2O_3 в изверженных породах районов развития оловорудных и золото-серебряных месторождений

1 — типовые составы (по Дэли); 2 — интрузивы золоторудного месторождения Нижнего Приамурья; 3 — интрузивы Комсомольского рудного района; 4 — эффузивы Комсомольского рудного района; 5 — интрузивы Певекского рудного района; 6 — щелочные граниты

рудопроявлений показывает, что к зонам малой мощности сиалического слоя и близкого к поверхности залегания границы К приурочено ртутное оруденение. К переходной зоне умеренной мощности сиалического слоя земной коры — оловянное сульфидно-касситеритового и силикатно-касситеритового типов (с турмалиновой или хлоритовой ассоциацией), вольфрамовое (шеелитовое) и золото-серебряное. К участкам коры с повышенной мощностью сиалического слоя — оловянно-вольфрамовое оруденение кварц-касситеритового и вольфрамитового типов.

Сопоставление карт рудопроявлений и структурно-тектонической показывает, что рудопроявления и месторождения указанных выше полезных ископаемых не образуют металлогенических зон, повторяющих контуры определенных структурных элементов земной коры, а приурочены в их пределах к отдельным рудным узлам, ограниченными тектоническими блоками.

Однако различие в глубинном строении тектонических блоков, с которыми связано сульфидно-касситеритовое и золотое оруденение, столь невелико (оба встречаются в "переходной зоне"), а характер магматизма так близок, что возникла задача найти критерии различия магматических пород, приуроченных к тектоническим блокам переходной зоны, с которыми связано оруденение различных типов.

С этой целью на ЭВМ был проведен кластерный анализ петрохимических данных по магматическим сериям пород, с которыми связаны золото-серебряные или сульфидно-касситеритовые и касситеритовые месторождения. Сюда были включены силикатные анализы изверженных пород [5, 6, 7, 9, 12, 14]. Из них выбраны анализы, характеризующиеся суммой окислов, отличающейся от 100,00% на $\pm 0,50\%$ с содержанием CO_2 и H_2O^+ не более 1%, SO_3 — 0,6%. Выявлено, что обе серии пород, хотя и представлены

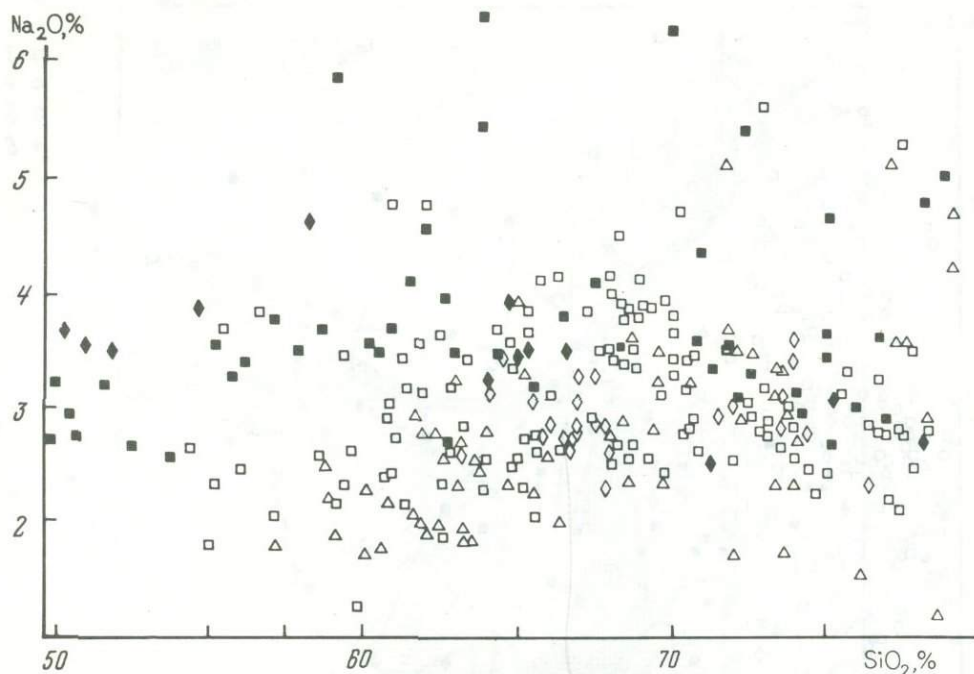


Рис. 3. Соотношение Na_2O и SiO_2 в изверженных породах районов развития оловорудных и золото-серебряных месторождений

Условные обозначения те же, что на рис. 2

общими рядами составов от габбро-диоритов до гранитов, по ряду петрохимических характеристик значимо различаются. Эти различия заключаются в разном соотношении в породах Fe^{II} , Fe^{III} , Al, Mg, Na и K. Петрохимические критерии можно сформулировать следующим образом. По сравнению с типовыми составами изверженных пород (по Дэли) серии потенциально оловоносных интрузивов характеризуются низким содержанием трехвалентного железа и высоким значением отношения $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ (рис. 2), свойственным щелочным гранитам; при этом в вулcano-плутонических комплексах, формировавшихся в оловорудных блоках присутствуют породы с пониженным содержанием натрия. В то же время изверженные породы районов развития золото-серебряных месторождений по своим характеристикам близки к типовым составам (по Дэли).

Из рис. 3 следует, что в Мяо-Чанском рудном блоке обнаруживаются породы, имеющие "стандартные" содержания натрия. Однако массивы этих пород строго локализируются в южной части района, где расположены лишь мелкие рудопроявления олова, имеющие специфические морфологические черты. Кроме того, металлогения этой части района также отличается от основной, рудоносной, части Мяо-Чанского блока. Эти факты заставили В.Г. и Г.А.Гоневчук [8] и Э.П.Изоха [5] выделить отдельный "пурильский" комплекс натриевых пород в Комсомольском районе, хотя доказать фашиальную обособленность этих пород прямыми геологическими наблюдениями не удастся.

Сущность установленного различия заключается в том, что накопление в ранних дифференциатах базальтовых расплавов амфибола и пироксена обуславливает повышение в них содержания глинозема и натрия — характерных для габбро-диоритов оловорудных провинций, а накопление оливина приводит к обогащению пород магнием и двухвалентным железом, характерными для габбро-диоритов оловорудных провинций. Данные о поведении олова в дифференцированных сериях вулканических пород весьма ограничены, однако, хотя и схематично, но можно показать, что преимуществен-

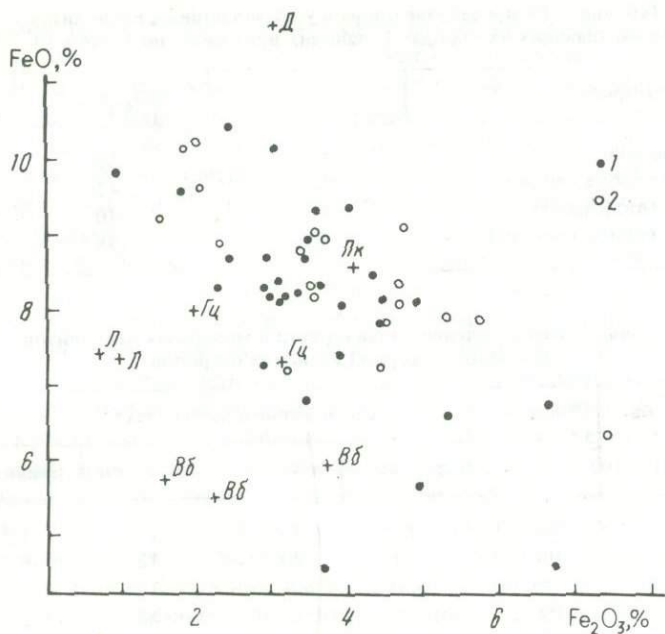


Рис. 4. Соотношение содержаний FeO и Fe_2O_3 в ксенолитах (крестики) и вмещающих их базальтоидах Гавайских островов

1 – щелочные базальты; 2 – толеиты; Вб – вебстериты, Гц – гарцбургиты, Д – дуниты, Л – лерцолиты, Пк – пироксениты

ное накопление амфибола и пироксена в первом, а оливина во втором случае вызывает не только петрохимическое, но и геохимическое различие кристаллизующихся пород.

В.Л.Барсуковым с соавторами [4] изучалось распределение олова в базальтах и ксенолитах ультрабазитов вулканов Гавайских островов. Минеральные парагенезисы ксенолитов, вынесенных на поверхность базальтовыми расплавами, при сопоставлении их с данными экспериментальной петрологии дают представление о вертикальном разрезе "верхней мантии", лежащем в основании Гавайских вулканов [18–22]. На глубине от 100 до 60 км здесь залегают гранатсодержащие перидотиты и пироксениты, выше по разрезу, до глубины около 40 км, их сменяют породы, преимущественно состоящие из гранатовых лерцолитов, верхнюю часть разреза слагают главным образом дуниты и плагиоклазовые перидотиты.

Распределение олова в ультрабазитовых ксенолитах и вмещающих их породах иллюстрируется табл. 1. Судя по содержаниям SiO_2 и щелочных элементов, здесь представлены щелочные пикриты, вмещающие ксенолиты. Г.Макдональд [21] на основании петрохимического состава гавайских лав высказал предположение об образовании их из исходных пикрито-базальтов. Если принять эту гипотезу, то ксенолиты гавайских лав представляют собой кумуляты, возникшие при кристаллизационной дифференциации исходных пикритов, глубинные различия которых были оловоносными. Оливинсодержащие кумуляты – дуниты – концентрируют олово, в то время как пироксениты этот элемент "теряют" (табл. 2). Физико-химический механизм дифференциации такого типа описать по имеющимся данным не удастся. Здесь важно отметить, что в координатах $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3$ точки, характеризующие составы базальтовых серий и ксенолитов Гавайских островов, проявляют тренд, отвечающий "типовому" изменению отношения разновалентных форм железа, не свойственный породам оловорудных районов (рис. 4), и среди базальтов Гавайских вулканов не обнаруживаются породы с повышенным содержанием олова (табл. 3).

Таблица 1. Распределение олова в ультраосновных ксенолитах и вмещающих их породах Гавайских вулканов [по 4, табл. 5]

Порода	Sn, г/т	SiO ₂ , вес. %	Na ₂ O/K ₂ O
Дунит (включение)	2,5	38	0,07
Вмещающая порода (пикрит)	1	42	3
Пироксенит (включение)	1	40	1,3
Вмещающая порода (пикрит)	2,5	38	4,5

Таблица 2. Распределение олова и ртути в минералах ксенолитов базальтовых серий Гавайских островов

Порода	№ обр.	Элемент	Содержание в минералах*				Содержание в породе*
			гранат	шпинель	пироксен	оливин	
Пироксенит	OSL-3	Sn	1	2,7	1	1,7	1
		Hg	70	20	12	9	
	OSL-6	Sn			1		1
		Hg			33		
	OSL-7	Sn		3			1,8
		Hg		18,5			
	OSL-9	Sn		2	1	3	1
		Hg		46	20	26	
	OSL-13	Sn			1,1	2	1
		Hg		45	13	12	
OSL-28	Sn			1	1,5	1,2	
	Hg			3,6	1,9	2,2	
OSL-30	Sn		3,5	1,7		1,2	
	Hg		11,2	2,8		1,4	
Лерцолит	OSL-1	Sn				2,2	1,4
		Hg		1,05	0,9		0,72
Дунит	OSL-18	Sn				2	2,6
		Hg		0,45	0,12		

* Sn — в п. · 10⁴%, Hg — в п. · 10⁷%.

Таблица 3. Содержание Sn в базальтах Гавайских островов

Местонахождение	Порода	Sn, г/т	SiO ₂ , %	Na ₂ O + K ₂ O, %	Число анализов
О-в Оаху	Нефелинит	3	38,92	5,18	1
То же	Муджеарит	2,2	48,93	7,43	1
"	Толейт	1,9	48,80	2,66	5
"	Гавайит	2,2	45,88	4,32	1
"	Щелочной базальт	2,2	46,51	4,22	1
Гавайские острова	Гавайит	2,4	49,22	6,57	1
	Пикрит	1,9	54,53	1,92	1
То же	Базанит	2	41,68	4,12	1
"	Щелочной оливиновый базальт	2,4	46,50	4,22	1

История формирования серий вулканических пород, слагающих острова Гран-Канария, Св.Елены и Тристан-да-Кунья, расположенные в различных участках рифтовых систем дна Атлантического океана, и поведение олова в процессе дифференциации приведено в работах В.Л.Барсукова с соавторами [1, 2]. Вулканические серии сформировались в результате кристаллизационной дифференциации на фоне понижавшейся температуры. Зарождение исходных щелочно-базальтовых магм происходило на глубине 80–100 км при 1300°С и 25 кбар. Дифференциация осуществлялась в промежуточных магматических камерах, игравших роль "отстойника" на глубине 10–12 км, в интервале температур 1300–900°С. В табл. 4 приведены концентрации олова в сериях комагматических дифференциатов [17]. Фракционная дифференциация вызвала два типа изменения содержания олова в последовательно выделившихся расплавах: на о-ве Св.Елены содержание растет от ранних к поздним дифференциатам, на других островах — или уменьшается, или остается практически неизменным. Это следствие различного характера фракционирования: на островах Гран-Канария и Тристан-да-Кунья осаждающиеся кристаллы представлены главным образом керсутитом — главным минералом-концентратором олова. На о-ве Св.Елены дифференциация происходила за счет осаждения в основном клинопироксена и плагиоклаза, менее оловоносных в данных условиях, и остаточные расплавы обогащались этим элементом.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что пироксенсодержащие породы не фиксируют олово и соответствующие им выплавки (остаточные расплавы) характеризуются повышенным содержанием олова по сравнению с исходным расплавом.

Накопление олова в ходе последовательной кристаллизационной дифференциации наблюдается также в базальт-риолитовых сериях Исландии [11], где в начальных базальтах содержание Sn 1–2,5 г/т, а в кислых дифференциатах — риолитах — 2–7 г/т. При этом устанавливается отчетливая корреляция между содержаниями олова и SiO₂ в породе.

Таким образом, при фракционной дифференциации исходных расплавов минералами-концентраторами олова среди главных породообразующих минералов выступают оливин и амфибол, которые накапливают олово, а пироксен — золото, медь и ртуть. Обсуждавшийся материал показывает, что обогащение ранних дифференциатов базальтового расплава оливином или пироксеном и амфиболом должно приводить не только к их петрохимическому, но и к металлогеническому различию. Это связано с тем, что если исходный базальтовый расплав, из которого формируется магматическая серия пород золото-серебряных районов, относится к обычным базальтовым расплавам и не имеет каких-либо специфических характеристик, то базальтовый расплав, из которого формируются магматические серии пород оловорудных районов, имеет аномальный состав и обладает рядом специфических черт.

В этом легко убедиться, если нанести исходные базальтовые расплавы магматических серий пород оловорудных и золоторудных районов на известную диаграмму Б.Мейсона [23, 24]. На этой диаграмме видно (рис. 5), что исходный базальтовый расплав, дающий магматические серии пород золоторудных районов, попадает в поле *a* — обычных базальтов. Здесь ранними минеральными фазами являются пироксен и амфибол, накопление которых и приводит к обогащенности пород алюминием и натрием. Исходный расплав оловорудных районов попадает на той же диаграмме в поле *b*, характеризующееся накоплением оливина при кристаллизации. Это и вызывает обогащенность формирующихся пород магнием и железом.

Условия возникновения этих существенно различных исходных базальтовых расплавов и причины дополнительного разогревания второго из них (оловоносного) можно представить следующим образом.

Как видно на рис. 5, в стабильных условиях краевых частей континента геотерма на большой глубине (50–60 км) пересекает линию солидуса и практически совпадает с границей раздела гранатовой и шпинелевой фаций перидотитов мантии Земли. Это говорит о возможности частичного плавления мантии на этой глубине, но при стабильной коре и отсутствии тектонических подвижек этот расплав будет консервироваться

Таблица 4. Распределение олова в вулканических сериях пород островов Центральной и Южной Атлантики по [2]

Остров	Порода	Число проб	Средняя концентрация олова, г/т	Na
				Na + K
Гран-Канария	Анкарамит	6	2,8	0,71
	Тефрит			
	Орданшит	1	1,7	0,66
	Оливиновый базальт	4	2,9	0,70
	Фонолит	1	3,4	0,56
Св.Елены	Анкарамито-базальт	4	2,2	0,74
	Оливиновый базальт	6	2,4	0,73
	Трахибазальт	3	3,2	0,73
	Трахиандезит	3	4,3	0,68
	Трахифонолит	5	5,5	0,61
Тристан-да-Кунья	Оливиновый базальт	13	2,9	0,60
	Трахибазальт	11	3,1	0,56
	Трахиандезит	4	2,4	0,55
	Трахит	2	2,0	0,41

на уровне его зарождения без проявления магматизма в верхних структурных этапах земной коры. Однако если литосфера будет разбита на блоки, которые испытывают вертикальное перемещение, то ситуация может измениться. В опускающихся блоках в результате прогрева за счет глубинного тепла (восстановление теплового режима) положение геотермы сдвинется вверх и она неизбежно пересечет линию солидуса водонасыщенного пиролита в пределах уже шпинелевой фации перидотитов мантии Земли. В результате в нижней части земной коры создаются условия для палингенного выплавления гранитов, а на глубинах 40–50 км – условия для частичного плавления мантии. При этом опускание блока земной коры может обеспечить лишь формирование обычных базальтоидных расплавов в поле *a* на диаграмме Б.Мейсона. Для того чтобы формирование расплава перешло из поля *a* в поле *b*, где возникают уже аномальные по составу расплавы, исходные для магматических серий пород оловорудных провинций, необходим дополнительный разогрев системы на 100–200°С. Дополнительный разогрев может быть вызван несколькими причинами, однако наиболее реальным нам представляется механизм разогрева водонасыщенного расплава при адиабатической декомпрессии. А.А.Кадик, который подробно исследовал это явление, пришел к выводу о том, что адиабатическое снижение давления в столбе водонасыщенного расплава может привести к повышению его температуры на 100–200°С. В особенности высокий эффект повышения температуры расплава происходит при потере давления в интервале от 15 до 5 кбар, т.е. в пределах давлений, характеризующих образование пород шпинелевой фации. Такое повышение температуры достаточно для перехода границы устойчивости амфибола, т.е. перехода из поля *a* в поле *b* на диаграмме Б.Мейсона. Это может быть реализовано при подъеме расплава, образовавшегося на глубине 40–50 км, на уровень

$\frac{\text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	Последовательность фракционирования	Состав кристаллизующегося осадка, %				
		оливин	клинопироксен	керсутит	плаггиоклаз	титаномагнетит
2,1	← →	9	27	59	—	5
0,9	← →	—	60	4	20	16
1,1	← →	—	—	—	—	—
0,2	← →	—	50	23	12	15
2,7	← →	—	—	—	—	—
1,6	← →	33	40	—	22	5
2,2	← →	9	45	—	33	13
1,5	← →	4	35	—	38	23
0,9	← →	5	29	—	40	—
1,8	← →	—	—	—	—	—
1,9	← →	9	57	15	6	3
1,1	← →	—	26	34	21	19
0,4	← →	—	—	52	41	7

15–20 км. Следовательно, инверсия вертикальных движений блоков земной коры во фланговых зонах палеовулканических дуг, смена их опускания поднятием является, по-видимому, обязательным условием формирования и внедрения расплавов, давших магматические серии пород оловорудных провинций. Более того, чем больше и резче будет поднят ранее опущенный блок, тем более вероятно формирование в нем магматических серий пород, характерных для оловорудных провинций. Особенно благоприятным признаком в данном случае является также проявление в этих участках неоген-четвертичного базальтового вулканизма, свидетельствующего о долгоживучести очагов исходного базальтового расплава. Формирование же магматических серий пород, характерных для золоторудных провинций, может происходить при опускании и последующем лишь незначительном подъеме опущенного тектонического блока фланговых частей палеовулканических зон.

Вероятно, именно этим объясняется тот факт, что характерной чертой геологической истории Омсукчанского, Мяо-Чанского и Хинганского оловорудных блоков является инверсия их вертикальных движений, смена опускания интенсивным поднятием, которое сопровождалось внедрением гранитоидов и формированием оловорудных месторождений. Такую же картину можно наблюдать в других оловорудных районах Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса.

В настоящее время нет систематических данных, которые позволили бы однозначно ответить на вопрос, почему подъем магм, кристаллизация которых "началась" в поле *a*, не приводил к появлению "оловоносных" расплавов. Можно лишь высказать гипотезу, что причина здесь в относительно окислительной среде формирования расплавов. Последние экспериментальные работы [3, 15] свидетельствуют о том, что для накопления

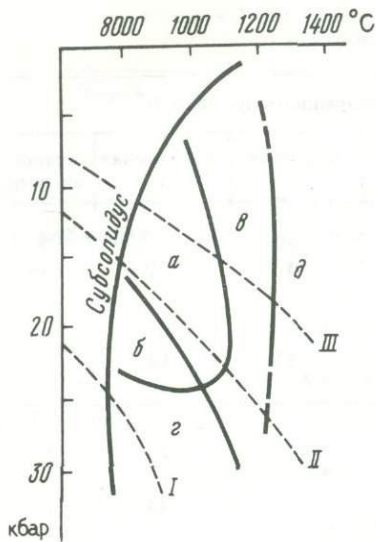
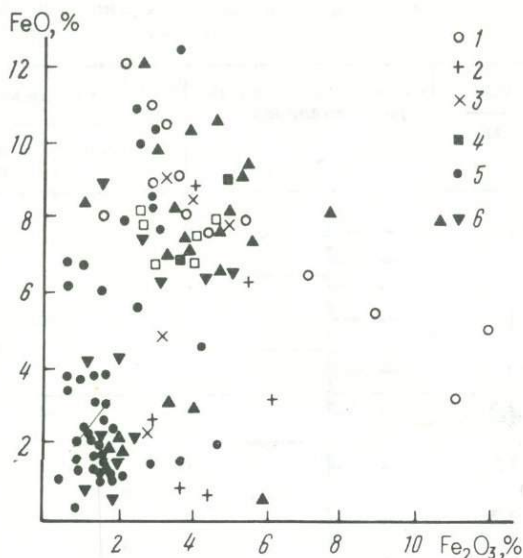


Рис. 5. Обобщенная диаграмма фазовых равновесий при частичном плавлении перидотита в присутствии воды, построенная по данным Б. Мейсона [23]

I — геотермы щитов; *II* — геотермы океанов; *III* — положение геотерм (распределение температур), соответствующее повышенной степени частичного плавления перидотита в присутствии воды; *a-d* — фазовый состав выплавок: *a* — оливин + ортопироксен + клинопироксен + амфибол + шпинель + жидкость + пар, *b* — оливин + ортопироксен + клинопироксен + амфибол + шпинель + гранат + жидкость + пар, *c* — оливин + ортопироксен + клинопироксен + шпинель + жидкость + пар, *d* — оливин + ортопироксен + гранат + жидкость + пар, *e* — оливин + ортопироксен + шпинель + жидкость + пар

Рис. 6. Соотношение FeO и Fe₂O₃ в изверженных породах вулканических островов

1-3 — вулканы островов: *1* — Маврикия, *2* — Гран-Канария, *3* — Св. Елены; *4* — Тристан-да-Кунья; *5* — базальт-риолитовые серии Исландии; *6* — вулканические серии Исландии третичного возраста



олова в расплаве наиболее благоприятны условия, обеспечивающие устойчивость его двухвалентного иона. По-видимому, кристаллизация и дальнейшее преобразование оливина и шпинели, поддерживая высокую активность FeO, отвечают именно этим условиям. Ранняя кристаллизация амфибола, устойчивого до низкотемпературных этапов кристаллизации кислых расплавов, приводит к пониженным значениям отношения FeO/Fe₂O₃. Одновременно повышенный окислительный потенциал вызывает рассеяние олова в кристаллизующихся фазах в виде частицы Sn^{IV}, хотя и может вызывать повышение его содержания от основных к более кислым разностям. Такие примеры отмечены в Исландии [11], в вулканитах о-ва Маврикий [17], однако все океанические вулканы характеризуются отношением FeO/Fe₂O₃, более "низким", чем оловоносные вулканоплутонические комплексы, развитые в палеоостроводужных системах (рис. 6).

Несколько иная картина была получена на аналогичном материале, собранном в Приморском крае. Здесь в качестве эталонных оловорудных районов были выбраны Кавалеровский, Верхне-Иманский, Октябрьский и Арму-Иманский, с которыми сравнивались характеристики хорошо изученных прибрежных районов, не несущих оловянного оруденения. В этом регионе изверженные породы оловоносных блоков не отличаются от "безрудных" по соотношению двух- и трехвалентного железа. В то же время изверженные породы оловорудных районов характеризуются наличием ярко выраженного "монцитонитовидного" тренда (рис. 7), практически отсутствующего в "неоловоносных" районах. На рис. 7 нанесены точки, отвечающие составам пород Ольгинского района.

Наиболее отчетливо этот тренд проявлен для магматических пород среднего состава в координатах, изображенных на рис. 8, который стал основой для выделения "олово-

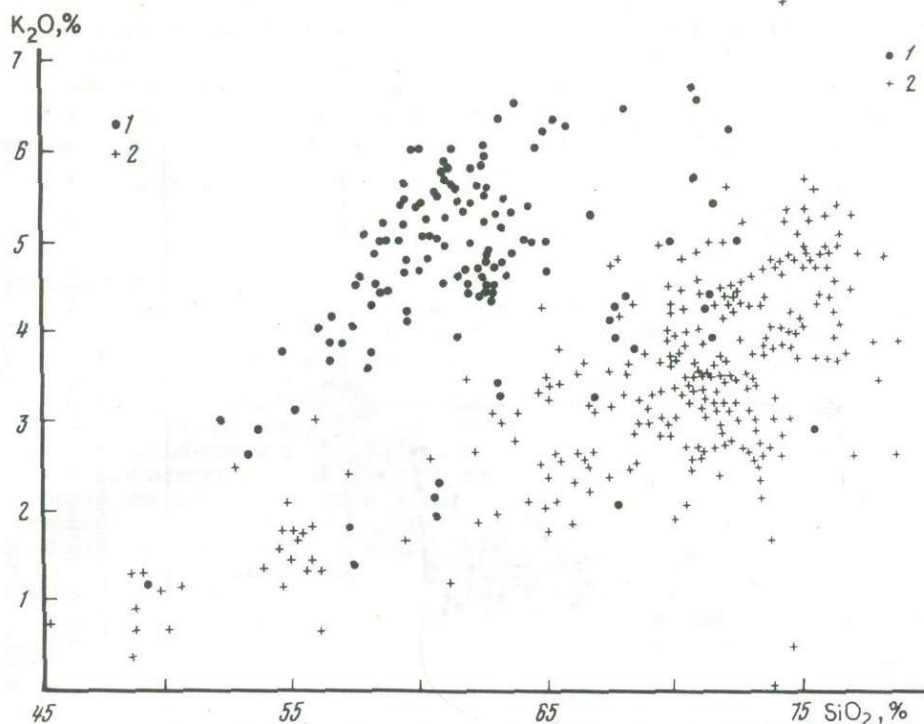


Рис. 7. Соотношение содержаний K_2O и SiO_2 в магматических породах Кавалеровского (1) и Ольгинского (2) районов, выбранных в качестве эталонных

рудных" блоков. На рис. 9 отражена картина, характерная для "неоловорудных" районов.

Выявленные петрохимические различия магматических серий пород позволили включить в обработку на ЭВМ полные силикатные анализы горных пород, накопленные в ВЦ ПГО "Дальгеология" за 1965–1980 гг.: 9300 анализов по всей территории Приамурья и около 5000 анализов по территории Приморья, выполненных и систематизированных сотрудниками ПГО "Приморгеология" и ДВГИ ДВНЦ АН СССР. Основным критерием при определении магматических серий пород, с которыми связано оловянное оруденение Приамурья, было принято повышенное отношение FeO/Fe_2O_3 (соответствующее полю I на графике рис. 2) и вспомогательным – содержание Na_2O ниже 2,5% в породах основного–среднего состава, а в Приморье – характерное положение в координатах Na_2O/K_2O-K_2O (расположение точек в поле II и III на рис. 8), вспомогательным – повышенное отношение FeO/Fe_2O_3 .

В Приамурье, по петрохимическим данным, выделены новые оловоносные и золотоносные районы, и многие из них совпали с районами, выделенными по соотношению кислых и основных пород [16], что лишний раз подчеркивает связь рудных районов с определенным внутренним строением земной коры.

Пространственное размещение четырех основных типов магматических серий пород, с которыми связано соответственно ртутное, золото-серебряное, оловянное (сульфидно-касситеритового типа) и оловянно-вольфрамовое (кварц-касситеритового типа) оруденение, указывает на четкую связь их расположения с мощностью сиалической земной коры, характером и интенсивностью вертикальных движений структурных блоков в период мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации и их положением относительно палеовулканических зон и подстилающих их линейных мантийных диапиров.

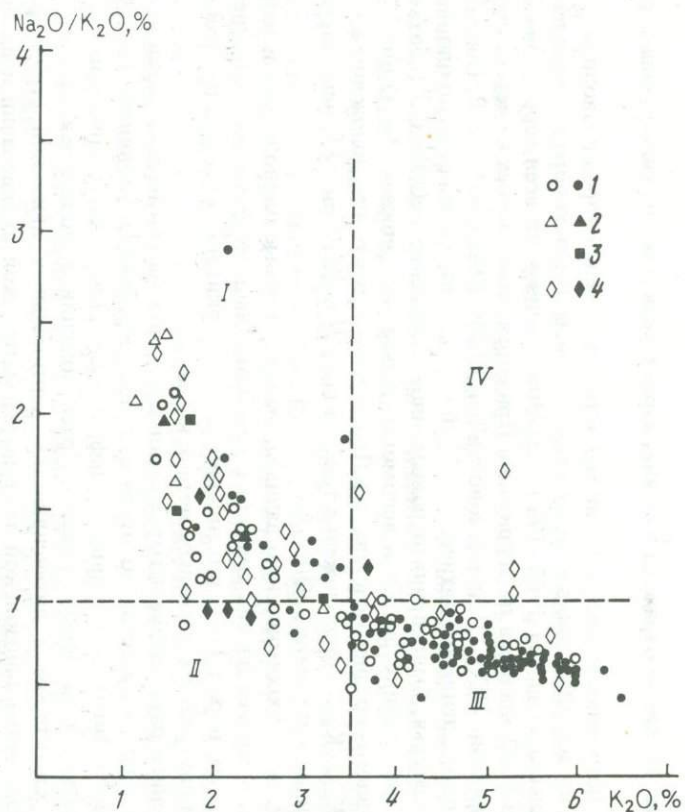


Рис. 8. Соотношение содержаний Na₂O и K₂O в магматических породах оловорудных районов

1-4 - районы: 1 - Кавалеровский, 2 - Верхне-Иманский, 3 - Октябрьский, 4 - Арму-Иманский; заливные значки - диориты, контурные - андезиты; остальные пояснения в тексте

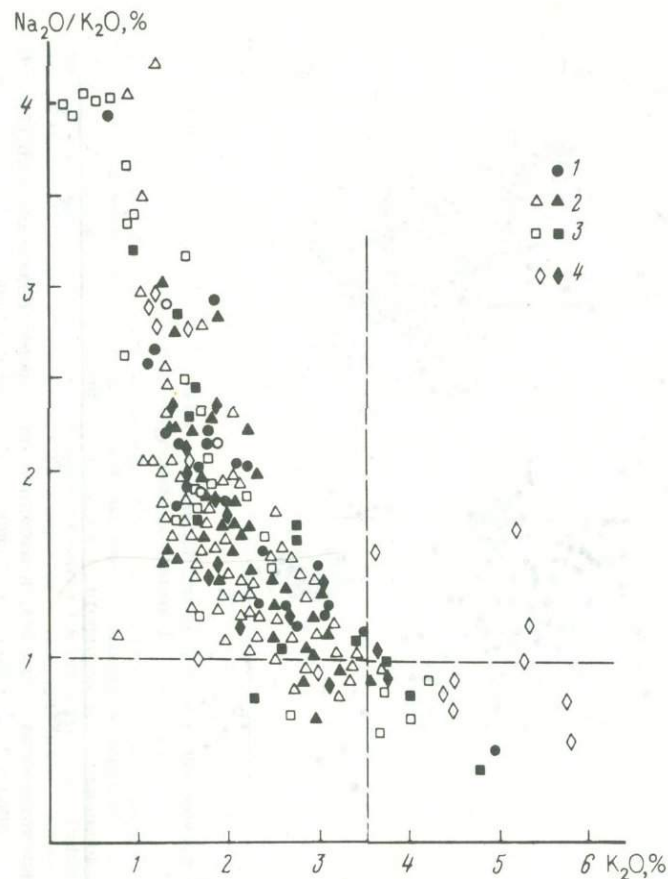


Рис. 9. Соотношение содержаний Na₂O и K₂O в магматических породах районов, в которых оловорудные проявления отсутствуют

1-4 - районы; 1 - Ольгинский, 2 - Дальнегорский, 3 - Черемуховский, 4 - Тернейский, заливные значки - диориты, контурные - андезиты

Таким образом, синтез всей геологической, структурно-тектонической, геофизической и петрохимической информации об изучаемом регионе позволил выявить ряд новых закономерностей в размещении различных типов месторождений полезных ископаемых, понять и объяснить положение известных рудных районов, а также найти новые критерии, использованные при разбраковке тектонических блоков земной коры с точки зрения их рудоносности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барсуков В.Л., Когарко Л.Н., Романчев Б.П. Физико-химические параметры дифференциации щелочно-базальтовых магм островов Южной Атлантики. – Геохимия, 1981, № 12, с. 1816–1844.
2. Барсуков В.Л., Когарко Л.Н., Поляков А.И., Коржановская В.С. Фракционирование олова в процессах дифференциации щелочно-базальтоидных вулканических серий океанических островов. – Геохимия, 1985, № 4, с. 472–477.
3. Барсуков В.Л., Дурасова Н.А., Рябчиков И.Д. и др. Особенности поведения олова при ликвации алюмосиликатного расплава. – Геохимия, 1983, № 2, с. 189–192.
4. Барсуков В.Л., Дурасова Н.А., Шараськин А.Я. и др. Олово и ртуть во включениях ультраосновных пород и эклогитов. – Геохимия, 1978, № 11, с. 1603–1614.
5. Геология, петрохимия и рудоносность магматических формаций. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1978. 110 с.
6. Гоневчук Г.А. Эффузивный механизм северной части Комсомольского рудного района. – В кн.: Строение, состав и генезис оловорудных месторождений Дальнего Востока. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1980, с. 71–78.
7. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А. Об эффузивном магматизме Комсомольского оловорудного района. – В кн.: Минералогия и геохимия оловорудных месторождений. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1979, с. 149–159.
8. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А. Металлогеническая зональность Комсомольского рудного района как критерий связи оруденения с магматизмом. – В кн.: Строение, состав и генезис оловорудных месторождений Дальнего Востока. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1980, с. 62–70.
9. Гранитоиды Мяо-Чанского района и связанные с ними постмагматические образования/ М.Г.Руб, В.В.Онихимовский, Ю.И.Бакулин и др. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 171 с.
10. Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговский Г.И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967. 384 с.
11. Исландия и срединно-океанический хребет: Геохимия/ В.И.Герасимовский, А.И.Поляков, Н.А.Дурасова и др. М.: Наука, 1978. 184 с.
12. Левашов Г.Б. Магматогенная геохимия олова. М.: Наука, 1978. 144 с.
13. Лугов С.Ф., Макеев Б.В., Потанова Т.М. Закономерности формирования и размещения оловорудных месторождений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1972. 360 с.
14. Минхевич А.А. Состав и геохимические особенности андезитов амурской свиты. – В кн.: Минералогия и геохимия оловорудных месторождений. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1979, с. 156–165.
15. Рябчиков И.Д., Дурасова Н.А., Барсуков В.Л., Ефимов А.С. Окислительно-восстановительный потенциал как фактор рудоносности кислых магм. – Геохимия, 1978, № 6, с. 832–835.
16. Усанов Г.Е. Интрузивные породы как индикатор глубинного строения и металлоносности Приамурья. – Геология руд. месторождений, 1976, № 3, с. 33–44.
17. Цветков А.А., Говоров И.Н., Карпухин В.Е. Щелочно-базальтовый магматизм острова Маврикий. – В кн.: Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983.
18. Beeson M.N., Jackson E.D. Origin of garnet pyroxenite xenoliths of Solt lake Craters, Oahu. – Miner. Soc. of Amer., 1970, N 3, p. 95–112.
19. Jackson E.D. The character of the lower crust and upper mantle beneath the Hawaiian Islands. – Intern. Geol. Congr., 23 rd, Pr., Proc. 1, 1968, p. 135–150.
20. Kuno H. Mafic and ultramafic noduls in basaltic rocks of Hawaii. – Geol. Soc. Amer. Mem., 1969, 115, p. 189–233.
21. Mac Donald G.A. Composition and origin of Hawaiian Lavas. – Geol. Soc. Amer. Mem., 1968, 116, p. 477–522.
22. Mac Donald G.A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian Lavas. – J. Petrol., 1964, 5, p. 82–138.
23. Myson B.O., Boettcher A.L. Melting of Hydrous Mantle. I. Phase relations of Natural Peridotite of High Pressures and temperatures with controlled activites of water, Carbon Dioxide of Hydrogen. – J. Petrol., 1975, 16, N 3, p. 520–549.
24. Myson B.O., Boettcher A.L. Melting of Hydrous Mantle. II. Geochemistry of Crystals and Liquidus formed by Anatexis of Mantle Peridotite of High Pressures and High Temperatures as a function of controlled activites of Water, Hydrogen and Carbon Dioxide. – J. Petrol., 1975, 16, N 3, p. 549–593.

*В.Г. Гоневчук, А.М. Кокорин, П.Г. Коростелев,
Е.А. Радкевич*

ГЛУБИННОСТЬ ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

При рассмотрении глубины формирования и вертикального размаха оруденения важное значение имеет сравнительное изучение оловорудных месторождений касситерит-кварцевой, касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций, образовавшихся в различных геологических условиях [3].

Касситерит-кварцевые месторождения в этом ряду наиболее высокотемпературные и соответственно наиболее глубинные; они имеют небольшой вертикальный интервал распространения минерализации, связанной с близко расположенным источником рудообразующих растворов в гранитных массивах. Касситерит-сульфидные месторождения — низкотемпературные, удаленные от интрузивных пород, связаны с глубинным источником растворов, имеют большой вертикальный размах минерализации, достигая верхними частями приповерхностных горизонтов. Касситерит-силикатные месторождения занимают промежуточное положение в этом ряду. Некоторые из них являются как бы переходными между отмеченными крайними формационными типами.

Разведочные и эксплуатационные работы последних лет позволили проследить распространение оруденения всех трех формационных групп на глубину.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАССИТЕРИТ-КВАРЦЕВОЙ ФОРМАЦИИ

На примере некоторых месторождений касситерит-кварцевой формации (Цинновец в ЧССР, Яоганьсан в КНР, Иультин в СССР) доказана возможность распространения минерализации в этой формационной группе на значительную глубину.

Результаты, подтверждающие такую возможность, получены в последние годы при проведении работ на месторождениях касситерит-кварцевой формации в Баджалском, Хинганском и Арминском рудных районах юга Дальнего Востока.

Баджалский оловорудный район совпадает с вулканическим сводом, сформировавшимся в меловое время в восточном обрамлении Буреинского кристаллического массива. На площади района выделяется ряд рудных узлов, расположенных вблизи крупных одиночных плутонов или групп мелких интрузивов, положение которых контролируется субширотными тектоническими структурами [8]. Одна из них, Правоурмийская, протяженностью около 9 км (звено зоны глубинного Урми-Хурбинского разлома) в центральной части вмещает дайку гранит-порфиров, которая сопровождается на поверхности зоной сидерофилитовых метасоматитов. В них, по данным опробования, выделен линейный штокверк с вольфрам-оловянной минерализацией (рис. 1). С глубиной рудная зона удаляется от контакта вмещающих ее кристаллориолитов с дайкой, изменяя угол падения с 56 до 36°. На этом интервале вертикальная зональность проявляется в смене слабо оловоносных кварц-турмалиновых пород верхних горизонтов типично грейзеновыми ассоциациями кварц-топазового, кварц-мусковитового, кварц-топаз-сидерофилитового состава с касситеритом и вольфрамитом на глубине [9]. Рудная минеральная ассоциация верхних горизонтов осложняется появлением здесь минералов свинца, цинка и меди. На глубоких горизонтах, где, по данным бурения, штокверк приобретает изометричную форму, практически единственным рудным минералом является вольфрамит.

По данным термобарогеохимии, Правоурмийское месторождение формировалось при температурах от 500 до 70° С из хлоридно-натриевых гетерогенных растворов при давлении от 600–700 до 50–100 атм. При этом образование преимущественно турмалинового штокверка (на уровне современного эрозионного среза) происходило при температурах не более 450–460° С; минерализация в пределах нижней части штокверка

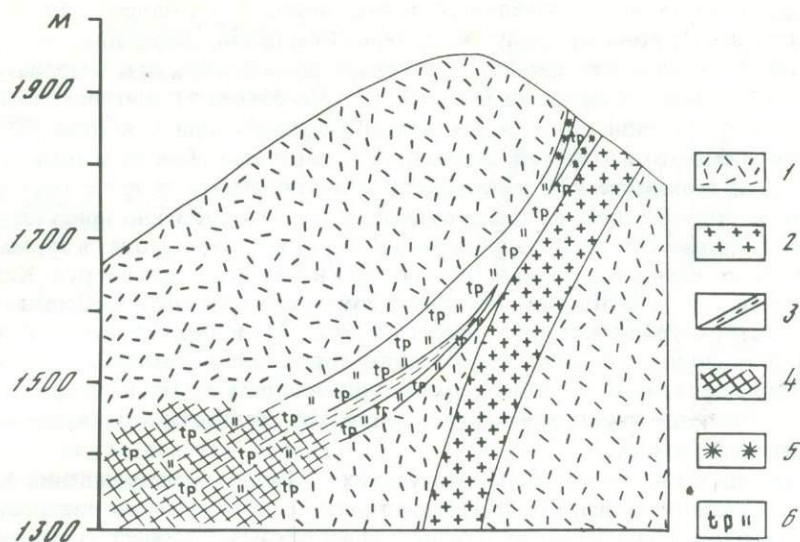


Рис. 1. Вертикальный разрез зоны Главной месторождения Правоурмийского. Составлен по материалам Б.И. Семеняка

1 — риолиты; 2 — граниты; 3 — линейный рудный штокверк; 4 — объемный рудный штокверк; 5 — турмалиниты; 6 — топазиты

ка (на глубине около 400 м от поверхности) имеет более высокие (около 500°C) температуры, что позволяет говорить о температурном градиенте примерно 10°C на 100 м и прогнозировать оруденение на глубину еще примерно 150–250 м от нижнего вскрытого горными выработками горизонта. Таким образом, общий размах оруденения может составлять здесь не менее 1 км.

Предполагается, что оловянное оруденение здесь формировалось в связи со становлением интрузива лейкократовых гранитов, обогащенных фтором (батолитовая формация), завершающих развитие сложной магматической серии, в составе которой присутствуют грахиандезиты и их интрузивные аналоги. На поверхности интрузив проявлен в виде даек (апофиз) западнее рудного поля, а также крупного Верхнеурмийского массива, расположенного на незначительном удалении от месторождения.

Хинганский район приурочен к одноименному вулкано-тектоническому прогибу, расположенному на юго-восточной окраине Буреинского массива. Максимальная мощность вулканитов достигает 2,5–3,0 км, в нижней части разреза преобладают вулканиты среднего состава, в верхней — риолиты. Интрузивные образования представлены в основном гранит-порфирами (штоки, дайки, силлообразные тела) и дайками порфиритов. В основании прогиба залегают палеозойские отложения, включающие блоки более древних пород и вмещающие интрузии палеозойских гранитов, с которыми ассоциирует оловянная минерализация грейзенового типа. Промышленное оловянное оруденение пространственно тесно связано с гранит-порфирами мелового возраста, прорывающими риолиты. Рудные тела в основном приурочены к зонам интенсивно минерализованных тектонических и эксплозивных брекчий; форма их трубообразная, реже штокверковая. Доказанная протяженность их по падению Хинганского месторождения составляет не менее 1 км [10].

В составе брекчиевых руд Хинганского месторождения участвуют кварц, касситерит, флюорит, адуляр, гидромусковит; изменение вмещающих пород проявлено в серицитизации, а на верхних горизонтах — в хлоритизации. Широкое развитие железистого хлорита и присутствие сульфидов (арсенопирит, сфалерит) на верхних горизонтах месторождения служило в прошлом основанием для отнесения его к касситерит-сульфидной формации. Новые данные по глубоким горизонтам, где хлорит и сульфиды

практически отсутствуют и появляется топаз, позволяют относить это месторождение к кварц-флюоритовому типу касситерит-кварцевой формации. Формирование месторождения на всем разведанном интервале происходило при температурах 460–60° С из обогащенных хлоридами щелочей (до 30–35 вес.%) и углекислотно-водных (до 40–45 вес.% углекислоты) гетерогенных растворов при давлении 570–350 атм без ярко выраженного изменения параметров. Это отчасти объясняет отсутствие минералогической и геохимической зональности в вертикальном разрезе месторождения.

В других месторождениях района в рудных телах одновременно присутствуют топаз и турмалин (месторождения Карадубской группы), мусковит, топаз и турмалин (Олонойское месторождение), что еще раз подчеркивает своеобразие руд Хинганского района, совмещающих черты разнотипного оловянного оруденения. Данные о минералогических, структурно-текстурных особенностях руд и геологических условиях их локализации приводят к выводу, что эти руды представляют самые верхние части рудных тел, сформированные в близповерхностной обстановке. По падению рудные тела иногда протягиваются на значительную глубину, что убедительно доказано на примере Хинганского месторождения.

Для суждения об источнике рудообразующих растворов месторождений Хинганского района недостаточно данных. На существование определенной связи оруденения с кислыми магмами указывает пространственная связь месторождений с интрузиями гранит-порфиров, наличие здесь месторождений, непосредственно связанных с эффузивной фацией магматизма (Джалиндинское). В то же время приуроченность большей части месторождений к широтной тектонической структуре, трассирующей дайками диоритовых и диабазовых порфиритов, указывает на возможную глубинность источника. Нельзя также не учитывать того факта, что для многих минерализованных брекчий района достаточно убедительно обосновывался эксплозионный генезис, связанный с вулканизмом.

К касситерит-кварцевой формации относятся и месторождения в Центральной металлогенической зоне Сихотэ-Алиня — олово-вольфрамовый пояс Центрального структурного шва, по Е.А. Радкевич [7,8], где выделяется Арминский район с касситерит-кварцевыми месторождениями Тигриным, Таборным, Забытым, Рудным, Полярным и многими другими. Главная особенность всех этих проявлений — тесная пространственная связь оруденения со штокообразными телами и куполовидными выступами крупных гранитных массивов верхнемелового возраста, приуроченных к Центральному Сихотэ-Алинскому разлому. Рудные тела представляют собой крутопадающие жильные и штокверковые зоны и пологие залежи. По составу и условиям локализации эти месторождения относятся к различным минеральным типам касситерит-кварцевой формации.

В последнее время получены новые данные по Тигриному месторождению, значительно расширившие его перспективы на глубину. Оруденение здесь локализуется в протяженной прожилково-штокверковой зоне, секущей мезозойские осадочные породы, и в прорывающем их штоке гранит-порфиров, переходящих на глубине в порфировидные граниты (рис. 2). По химизму, минеральному составу и петрографическим особенностям породы штока сходны с высокофтористыми редкометальными гранитами Забайкалья и Монголии. В гранитах выделяется наиболее обогащенный интервал топазово-слюдистых грейзенов, непосредственно связанных со штокверком. Как в составе жил и прожилков штокверка, так и в составе массивных грейзеновых тел участвуют кварц, топаз, слюды (циннвальдит), полевые шпаты (альбит, микроклин) с вкрапленностью касситерита, вольфрамита, сфалерита и станнина. Наряду с оловом и вольфрамом в рудах присутствуют в повышенных количествах молибден, висмут, индий, скандий и редкоземельные элементы. Значительная часть олова связана в станнине. Наиболее богатые интервалы Тигриного месторождения расположены на участках пересечения прожилками штокверка пологих апофиз штока гранит-порфиров, что позволяет (по предварительным данным) предполагать наличие многоярусных залежей слюдино-топаз-касситеритовых руд.

Рис. 2. Схематический вертикальный разрез месторождения Тигриного

1 — роговики по тонкозернистым песчаникам юрского терригенно-осадочного комплекса; 2 — порфиридные граниты и гранит-порфиры; 3 — пегматоиды с молибденитом; 4 — микропегматиты (штокшейдеры) и кварц-полевошпатовые метасоматиты; 5 — рудный штокверк; 6 — грейзенизированные граниты; 7 — топазово-слюдистый грейзен; 8 — буровая скважина

Образование руд Тигриного месторождения, по данным изучения включений в минералах, происходило из гетерогенных обогащенных углекислотой (до 20 вес.%) и хлоридами щелочей (до 30 вес.%) растворов при температурах от 420 до 80° С. На изученном интервале около 200 м не отмечено направленного изменения основных параметров растворов, что подтверждает полученный на основании минералогического анализа руд вывод о значительном вертикальном размахе оруденения.

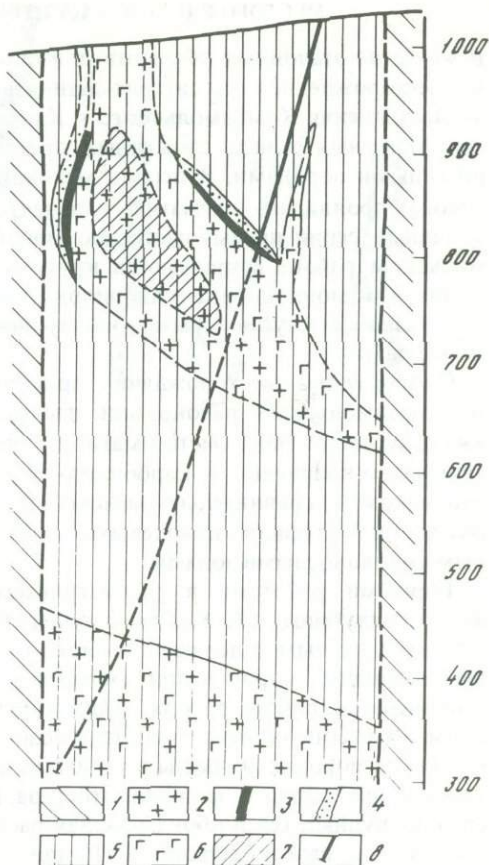
Источник рудообразующих растворов месторождения Тигриного — скрытый на глубине гранитный массив, позднюю фазу (или апофизу) которого представляют граниты.

Состав элементов-примесей в минералах меняется от месторождения к месторождению в связи со сменой физико-химических условий. Так, касситерит Правоурмийского месторождения относительно беден примесями индия, ниобия и скандия и приближается по этим параметрам к месторождениям касситерит-силикатной формации.

Касситерит Хинганского месторождения содержит повышенные количества индия (до 0,08%) при низких значениях скандия, ниобия и циркония. Касситерит Тигриного месторождения, относительно бедный индием (не более 0,0018%), обогащен скандием (до 0,1%), ниобием (0,2%) и цирконием (до 0,22%). Характерно, что индий на Тигрином месторождении концентрируется в более позднем сфалерите.

Приведенные материалы по трем месторождениям показывают, что вывод о небольшом вертикальном размахе оруденения на месторождениях касситерит-кварцевой формации не универсален.

Благоприятная геолого-структурная обстановка — рудовмещающие (рудопроводящие) структуры не связаны с явлениями контракции и имеют значительную протяженность и глубину (трассируются дайками глубинных расплавов); породы, вмещающие рудные тела, по химизму близки гранитам и перед рудоотложением имели температуры, близкие температурам образования рудных парагенезисов (экструзия кристаллолипаритов Правоурмийского месторождения, гранит-порфиры и риолиты — Хинганского, редкометальные граниты с зажатыми блоками роговиков — Тигриного) позволяет сделать вывод, что рудная минерализация на месторождениях этой группы может распространяться на глубину до 1 км и более.



МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАССИТЕРИТ-СИЛИКАТНОЙ ФОРМАЦИИ

В качестве эталонных объектов для оценки глубины распространения минерализации на месторождениях касситерит-силикатной формации Дальнего Востока рассмотрены месторождения Комсомольского и Кавалеровского рудных районов, расположенных в синклиорных зонах, сложенных преимущественно мезозойскими (триас—мел) терригенными породами. В период меловой тектоно-магматической активизации в обоих районах проявилась магматическая деятельность с образованием сложно дифференцированных серий преимущественно монцитонитоидного (трахитоидного) ряда. В Комсомольском районе вскрываются крупные интрузивные тела (Чалбинский гранитный и Силинский монциодорит-гранодиоритовый массивы) в Кавалеровском — мелкие куполообразные выступы скрытых на глубине гранитоидных массивов и обильные порфириновые дайки.

Оловорудные месторождения приурочены к протяженным тектоническим зонам. В Комсомольском районе они представлены мощными меридиональными телами кварц-турмалиновых метасоматитов, на которые наложены касситерит-кварцевые, сульфидно-кварцевые и карбонатно-сульфидные жилы и прожилковые зоны; в Кавалеровском — сравнительно маломощными касситерит-хлорит-кварцевыми и касситерит-хлорит-сульфидно-кварцевыми жилами, сменяющимися на глубине турмалиновыми оловоносными зонами.

Горными работами в рассматриваемых районах рудная минерализация прослежена до глубины 700—800 м от поверхности. В Кавалеровском районе жильные тела с промышленным содержанием олова в рудах обычно залегают выше метаморфизованных осадочных пород и при достижении на глубине фронта ороговикования либо выклиниваются, либо переходят в штокверковые слабо оловоносные зоны. В Комсомольском же районе оловорудные тела основной части месторождений залегают в ороговикованных породах, а иногда в типичных роговиках. Возможно, это указывает на разный уровень предрудного эрозионного среза. В процессе формирования оруденения верхняя граница рудных тел в обоих районах располагалась на более или менее одинаковом расстоянии от палеоповерхности. Например, геологические реконструкции для месторождений Солнечного и Перевального позволяют считать, что в Комсомольском районе (так же как и в Кавалеровском) верхняя граница оловянной минерализации находилась примерно в 400—500 м от палеоповерхности. Величина послерудного эрозионного среза для Солнечного месторождения вряд ли превышала 300 м. Учитывая это, а также установленные глубокими разведочными выработками нижние уровни промышленной оловянной минерализации, общий размах оруденения (рис. 3) оценивается в 1 км, что в общем близко к данным, полученным при отработке месторождений Кавалеровского района.

Общие закономерности изменения минерализации на изученных вертикальных интервалах охарактеризованы нами ранее [1, 2]. Для оловорудных месторождений Комсомольского района намечены ярусы: верхний — в меловых вулканитах и нижний — в осадочных мезозойских породах. При переходе от яруса к ярусу характер оруденения меняется. Разведкой выявлен новый, глубинный ярус, где жилы постепенно переходят в монцитонитоидные граниты [4]. Оруденение в гранитах резко отличается от широко развитой в районе кварц-турмалиновой минерализации. Граниты подверглись не только турмалинизации, но и интенсивной хлоритизации и мусковитизации. При этом хлорит (рипидолит), турмалин и мусковит, отложение которых происходит из растворов, различающихся как по температурам, так и по кислотности—щелочности, часто совмещены в метасоматитах. Касситерит в отличие от обычного в районе парагенезиса с турмалином ассоциирует здесь с хлоритом, а среди сульфидных минералов наиболее близким касситериту оказывается молибденит, который ранее был установлен на Солнечном месторождении лишь в сопровождающих оловянную минерализацию прожилковых кварц-полевошпат-турмалиновых зонах [5].

При исследовании газово-жидких включений в минералах Главной рудной зоны

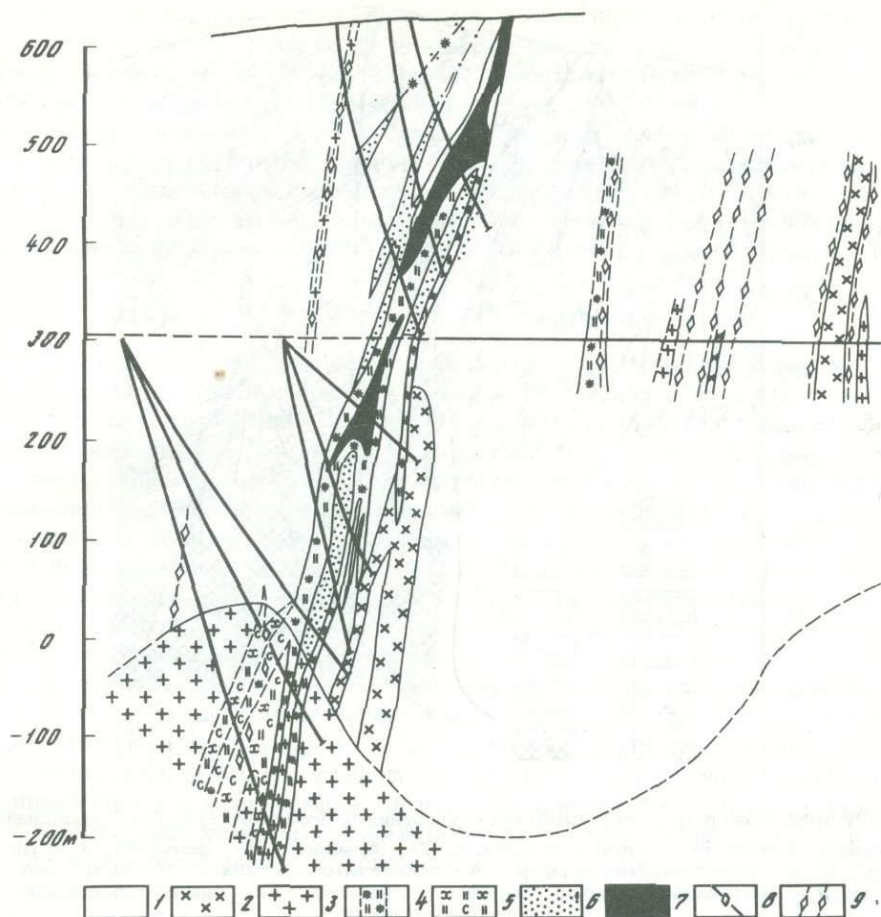


Рис. 3. Вертикальный разрез (широтный) зоны Главной месторождения Солнечного. Составлен по материалам В.И. Сучкова

1 – породы юрского терригенно-осадочного комплекса, ороговикованные; 2 – диоритовые порфиры (кварцевые диориты); 3 – граниты и гранодиориты; 4 – метасоматиты кварц-гурмалиновые; 5 – метасоматиты кварц-хлорит-мусковитовые; 6 – кварциты; 7 – участки, насыщенные жильным кварцем с касситеритом; 8 – визуально наблюдаемый касситерит по керну скважин в гранитоидах; 9 – молибденит

Солнечного месторождения на вертикальном интервале около 1 км отмечено повышение температур от 200–280 (сульфидные прожилки с колломорфной текстурой) до 450–500° С (самая глубинная фация оруденения с оловом, молибденом, висмутом и другими элементами в апикальной части глубинных гранитов). Установленный температурный градиент – 15° С на 100 м, давление от 500 до 30–40 атм. На основании этих данных предполагается вертикальный размах оруденения для месторождений Комсомольского района не менее 1,5–2 км с проявлением на глубоких горизонтах комплексных руд штокверкового типа. Выявление руд этого типа, близких по условиям образования рудам касситерит-кварцевой формации, заставляет по-новому оценивать глубокие горизонты месторождений касситерит-силикатной формации и предполагать более значительную протяженность рудных тел на глубину, чем это считалось ранее.

Месторождения Кавалеровского района и данные их глубинного исследования подтверждают выводы, полученные в Комсомольском районе (рис. 4). Формирование жильных серий основного продуктивного этапа здесь происходило в интервале температур

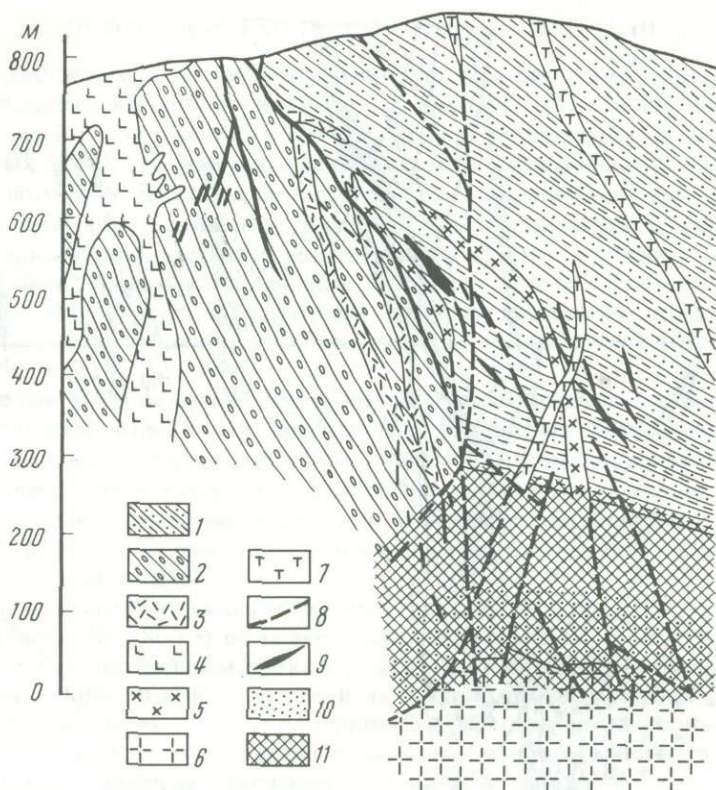


Рис. 4. Вертикальный разрез (широтный) месторождения Дубровского (участок Оловянный)

1 — переслаивающиеся андезиты и песчаники; 2 — будиниты; 3 — фельзиты; 4 — дацитовые порфиры; 5 — андезит-дацитовые порфиры; 6 — лейкократовые граниты; 7 — пострудные плагиопорфиры; 8 — тектонические нарушения; 9 — рудные тела; 10 — ореол грейзенизации; 11 — биотитовые роговики

от 500 до 50° С при зональной смене минеральных ассоциаций во времени и пространстве. Наиболее ранней и глубинной в жилах (зонах) является грейзеновая фация оруденения с начальными температурами 500–520° С. Выше по восстанию грейзены с комплексной (олово, вольфрам, молибден, висмут и др.) минерализацией сменяются кварц-турмалин-касситеритовыми жилами с температурами 400–470° С. Касситерит-хлоритовая (основная промышленная) минерализация с температурами 350–430° С представляет следующую фацию оруденения. Рудные жилы в верхней (головной) части оловяносных жил представлены сульфидными парагенезисами, тесно связанными с касситеритом. Смена фаций оруденения в последовательности от грейзенов к турмалинитам, хлоритам и сульфидам происходит при понижении температур от 500 до 300° С на вертикальном интервале около 1500 м, что позволяет оценивать температурный градиент для промышленных месторождений Кавалеровского района в 15° на 100 м.

Вертикальная зональность месторождений касситерит-силикатной формации подчеркивается также данными распределения элементов-примесей в главных рудных минералах [1, 2]. Наиболее отчетливо эти данные установлены на Фестивальном месторождении, в касситерите которого с глубиной (около 400 м) содержание индия уменьшается почти в 2 раза, а скандия — на порядок. В арсенипирите с глубиной закономерно снижается содержание кобальта и возрастает почти в 2 раза количество висмута и сурьмы. В халькопирите по падению рудных тел понижается содержание серебра (почти в 2 раза) и висмута (в 4–5 раз) при неизменных количествах индия.

Интересно, что касситерит из грейзеновых образований в гранитном штоке Солнечного месторождения содержит резко повышенное по сравнению с кварц-турмалиновыми зонами количество индия (до 0,015%), приближающее его по этому показателю к касситериту Хинганского месторождения.

Приведенные материалы по глубинности месторождений касситерит-силикатной формации подтверждают установленную ранее на многих месторождениях мира (Корнуолльская провинция и др.) значительную их протяженность со сменой по вертикали типов минерализации и присутствие на глубине гранитных массивов. Одновременно они значительно расширяют перспективы оловорудных районов Дальнего Востока.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАССИТЕРИТ-СУЛЬФИДНОЙ ФОРМАЦИИ

Большие перспективы связаны с глубинностью оруденения комплексных месторождений касситерит-сульфидной формации Дальнего Востока. Наиболее известные Пионерское (Северный Сихотэ-Алинь), Зимнее, Дальнетаежное (Арминский район), Левицкое (Кавалеровский район), Смирновское, Встречное, Черемуховое (Дальнегорский район), Лучистое (Комсомольский район) и др. представлены жилами, линейными зонами с массивными, прожилково-вкрапленными сульфидными рудами, в которых касситерит и станнин тесно ассоциируют с галенитом, сфалеритом, пирротином, арсенопиритом и другими сульфидными минералами. Наряду с главными в рудах содержатся попутные компоненты — висмут, индий, кадмий и др. По новым данным, размах оруденения на месторождениях этой формации может достигать 1,0–1,5 км, при этом отмечено повышение качества руд с глубиной.

Главные особенности руд этой формации покажем на примере Смирновского месторождения (Приморье), которое принадлежит к числу наиболее изученных и глубоко вскрытых горными выработками. Смирновское месторождение находится в пределах Краснореченского рудного поля (Дальнегорский район), сложенного песчано-сланцевыми толщами мезозойского возраста. Интрузивные породы распространены незначительно, это мелкие тела кварцевых диоритов и гранодиорит-порфиров и дайки диабазовых и диоритовых порфиров. Рудные тела месторождения представлены жилами в кулисно расположенных трещинных структурах. Протяженность отдельных жил и трещинных структур достигает нескольких километров. Вертикальный размах оруденения, по данным разведочных работ, составляет более 1 км (рис. 5). На месторождении наиболее распространены комплексные оловянно-полиметаллические руды касситерит-галенит-сфалерит-пирротинового состава, сопровождающиеся серицитизацией вмещающих пород. По падению жильной свиты галенит-сфалеритовые руды сменяются арсенопирит-касситеритовыми (рудные ядра), а затем пирротиновыми. В последнее время получены данные о присутствии на глубине (ниже пирротиновой зоны) оловянно-силикатного оруденения с касситерит-хлоритовыми (турмалиновыми) рудами высокого качества.

В Черемуховом месторождении касситерит-сульфидной формации первичные сульфостаннатные (тиллитовые) руды верхних горизонтов, разложившиеся на тонкий агрегат касситерита и галенита, на глубине, как показывает бурение, сменяются касситерит-кварцевыми жилами с сульфидами. Таким образом, и касситерит-сульфидные месторождения, как это показано на примере Смирновского и Черемуховского месторождений, совмещают разноформационную минерализацию. Отмечавшаяся ранее чехловая зональность оруденения осложняется появлением разноглубинных ярусов оловянных руд, что значительно увеличивает вертикальный диапазон развития этих руд и позволяет ставить вопрос о переоценке широко проявленных на Дальнем Востоке месторождений касситерит-сульфидной формации.

Формирование касситерит-сульфидных месторождений происходило в интервале температур 480–50° С из гетерогенных растворов с концентрацией солей до 10–15 вес.% в условиях изменения давлений от 200 до 30–40 атм. Температурный градиент равен примерно 10° на 100 м. Сульфидные руды глубоких горизонтов высокотем-

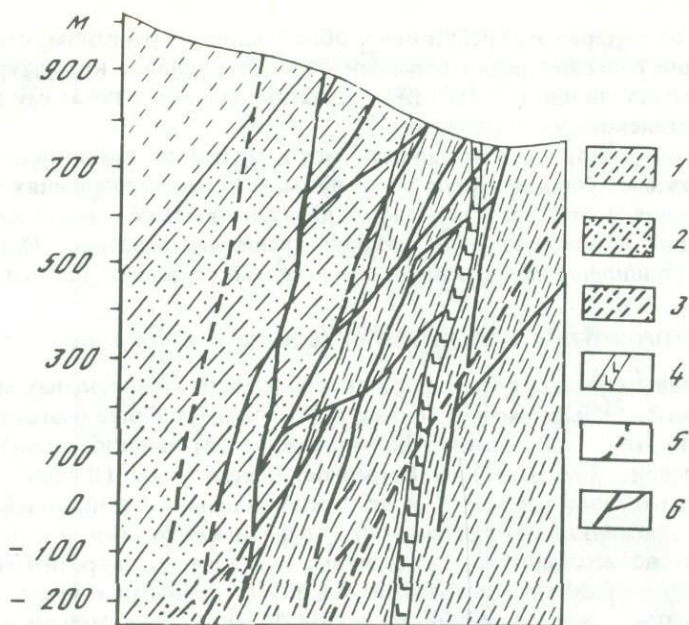


Рис. 5. Вертикальный разрез месторождения Смирновского. Составлен по материалам Д.Н. Кузнецова, Н.Ф. Костерева

1 — алевролиты; 2 — песчаники; 3 — переслаивание песчаников и алевролитов; 4 — диабазовые порфириды; 5 — разломы; 6 — рудные жилы

пературные (до 450–480° С) и по условиям образования сопоставляются с рудами касситерит-силикатной формации. По термобарогеохимическим показателям возможный вертикальный размах оруденения на месторождениях касситерит-сульфидной формации может достигать 1,5–2 км, особенно там, где источник растворов находился на глубине, а на пути следования их были еще не остывшие субвулканические предрудные тела.

На некоторых касситерит-сульфидных и некоторых касситерит-силикатных месторождениях устанавливается наложение на сульфидные руды грейзеновой и касситерит-кварцевой ассоциаций, связанных с повторным проявлением магматизма — внедрением поздних кислых дифференциатов гранитной магмы, обогащенных летучими. Эти повторные поступления магмы и растворов свидетельствуют об устойчивой, длительно сохраняющейся связи рудопроводящих трещин с рудоносным очагом. При этом может быть вскрыт новый глубинный ярус оруденения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В последние годы получена новая большая информация, которая дает возможность ставить вопрос о переоценке оловянности некоторых формационных типов оловянных месторождений и на этой основе по-новому оценивать перспективы некоторых рудных районов, узлов и месторождений.

На примере трех представителей касситерит-кварцевой формации — Правоурмийского, Хинганского и Тигриного месторождений — достаточно убедительно доказывается, что среди рудопроявлений данного типа на территории юга Дальнего Востока имеются объекты с рудными телами, протягивающимися по падению до 1 км и более. В месторождениях касситерит-кварцевой формации (главным образом грейзеновых) при большом размахе оруденения зональность минерализации выражена неярко, и можно говорить лишь о ведущих тенденциях изменения с глубиной количественной роли

сульфидных парагенезисов, смене фаций оруденения, жильной формы рудных тел на штокверковый, особенно в приконтактной зоне гранитных штоков.

Общий размах оруденения в месторождениях касситерит-силикатной формации, по результатам разведочных работ, в Комсомольском и Кавалеровском районах может составлять не менее 1–1,5 км. При этом по падению рудных зон и жильных свит отчетливо проявляются разные типы рудной и минералогической зональности со сменой фаций оруденения. Самая верхняя сульфидная фация сменяется с глубиной хлоритовой, затем турмалиновой и, наконец, в прикорневой части рудных тел, в связи со "слепыми" гранитными штоками, вскрывается редкометальный грейзеновый ярус, который можно сопоставить с глубинной фацией оруденения. В составе этих руд наряду с оловом и вольфрамом в повышенных количествах содержатся молибден и висмут. Весьма примечательно, что месторождения двух отмеченных районов, принадлежащие разным минеральным типам одной формации, формируются на близких глубинах, имеют близкий вертикальный размах оруденения, на глубине под рудными телами в них обнаружены граниты.

Касситерит-сульфидные месторождения юга Дальнего Востока, для которых характерной чертой считалась чехловая зональность (оловянные руды по восстанию и падению обрамляются сульфидными рудами), также имеют более сложную рудную зональность и более значительную протяженность по вертикали. Вертикальный размах оруденения на месторождениях этого типа достигает 1–1,2 км и может быть еще больше. Не менее интересно, особенно с практической точки зрения, проявление на касситерит-сульфидных месторождениях нижнего (глубинного) яруса руд, сопоставимых по составу с ведущими фациями касситерит-силикатных месторождений. Все это в целом расширяет перспективы промышленной оловоносности этого региона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология, минералогия и геохимия Кавалеровского района/Е.А. Радкевич, А.М. Кокорин, В.В. Анахов и др. М.: Наука, 1980. 252 с.
2. Геология, минералогия и геохимия Комсомольского района/Е.А. Радкевич, В.Я. Асманов, Ю.И. Бакулин и др. М.: Наука, 1971. 335 с.
3. Геология олова/С.С. Смирнов, О.Д. Левицкий, Е.А. Радкевич и др. М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 519 с.
4. Гонеvчук В.Г., Гонеvчук Г.А., Коростелев П.Г. Гранитоиды Солнечного оловорудного месторождения. — Геология руд. месторождений, 1984, № 6, с. 45–52.
5. Коростелев П.Г., Кокорин А.М., Сучков В.И. и др. Минералогия и генетические особенности молибденового проявления в Комсомольском оловорудном районе. — В кн.: Рудоносность Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 108–114.
6. Огнянов А.В. Основные черты металлогении Хингано-Охотского оловоносного пояса. — В кн.: Генезис эндогенной минерализации Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 15–24.
7. Радкевич Е.А. К вопросу о классификации оловорудных месторождений. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 6, с. 58–69.
8. Радкевич Е.А. Металлогения Южного Приморья. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 139 с.
9. Семеняк Б.И. О "швиттерах" Верхнеурмийского рудного узла. — В кн.: Рудные месторождения Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983, с. 20–25.
10. Синяков Е.Я. Строение Хинганского оловорудного месторождения в плане оценки рудоносности его глубинных горизонтов. — В кн.: Рудные месторождения Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983, с. 26–28.

И.Н. Томсон, О.П. Полякова, В.П. Полохов

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ОЛОВОРУДНЫХ ПОЛЕЙ И ЯРУСНОСТЬ ОРУДЕНЕНИЯ В ПРИМОРЬЕ

Мезозойская геосинклинальная область Приморья была заложена на коре континентального типа. К позднему мелу складчатая область превратилась в поднятие, которое в результате активизации стало областью субаэрального вулканизма. Этот тип развития ознаменовался возникновением наложенных сводовых поднятий, оживлением разломов, образованием интрузий и дайковых серий.

Период с позднего мела и до эоцена включительно является наиболее продуктивной рудоносной эпохой.

За длительную историю геологического развития Приморья сформировались четыре основных структурных этажа, разделенных поверхностями регионального несогласия. Первый, нижний, этаж сложен метаморфическими толщами основания, которые вскрываются лишь местами (на мысе Мраморном, юге Приморья и др.). Второй структурный этаж состоит из терригенных складчатых, местами вулканогенно-кремнистых и карбонатных отложений верхнего палеозоя—нижнего мела включительно. Третий этаж, соответствующий периоду орогенной активизации, сложен толщей наземных вулканитов и вулканогенно-осадочных отложений верхнего мела—эоцена. Эоцен-олигоценные осадочно-вулканогенные впадины и миоценовые вулканиты, имеющие ограниченное распространение, образуют верхний, четвертый, структурный этаж этапа рифтогенной активизации.

Максимальное развитие процессы минерализации получили в период орогенной активизации, ознаменовавшейся возникновением наложенных сводовых поднятий и формированием вулканического пояса. В настоящее время установлено, что оловянное оруденение проявлялось неоднократно. К раннему этапу (84–82 млн. лет) можно отнести развитие оруденения грейзенового типа (Тигровое, Щербаковское и другие месторождения). Следующий этап проявился в конце мела—начале палеоцена и привел к образованию оловянного оруденения колчеданного типа с рудами, содержащими сульфидные формы олова (Зимнее, Темногорское и другие месторождения). Эта минерализация обычно расположена среди биотитовых метасоматитов. Эоценовый этап оловянной минерализации ознаменовался в основном образованием кварц-хлорит-сульфидных рудных тел, которые залегают в терригенных толщах над фронтами биотитизации (Силинское, Хрустальное и другие месторождения). В эоцене внедрились также штоки лейкократовых гранитов, сопровождающиеся грейзенизацией с молибденитом (Дубровское, Высокогорное и другие месторождения). Имеются некоторые основания предполагать более молодой возраст жил и зон вкрапленной серебро-полиметаллической минерализации с оловом в вулканитах (Красногорское месторождение). Сопоставление различных оловорудных полей Приморья позволяет подметить вертикальную разобщенность разновозрастной и разнотипной оловянной минерализации по отношению к фронтам метасоматоза или к поверхностям раздела структурных этажей.

Для того чтобы приблизиться к созданию общей картины ярусного размещения оловянной минерализации, приходится опираться на примеры некоторых разобщенных рудных узлов и районов, в которых вскрываются различные ярусы оруденения. С целью реконструкции всей системы ярусов в Приморье нами проведено сравнение более эродированных рудных районов Западного Приморья с менее эродированными — Восточного. Так, в Арму-Большеуссурском (Западное Приморье) наиболее эродированном рудном районе вскрываются нижний и средний ярусы оруденения (грейзеновое и колчеданное с оловом) (см. рисунок, В). В менее эродированном Кавалеровском рудном районе (Восточное Приморье) установлены средний и верхний ярусы оловянного оруденения (см. рисунок, Б). Четвертый, приповерхностный, ярус с комплекс-

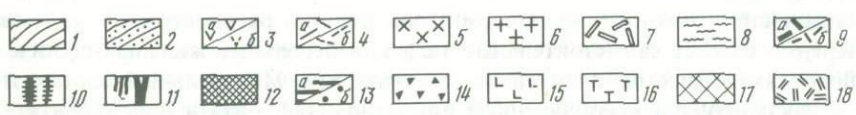
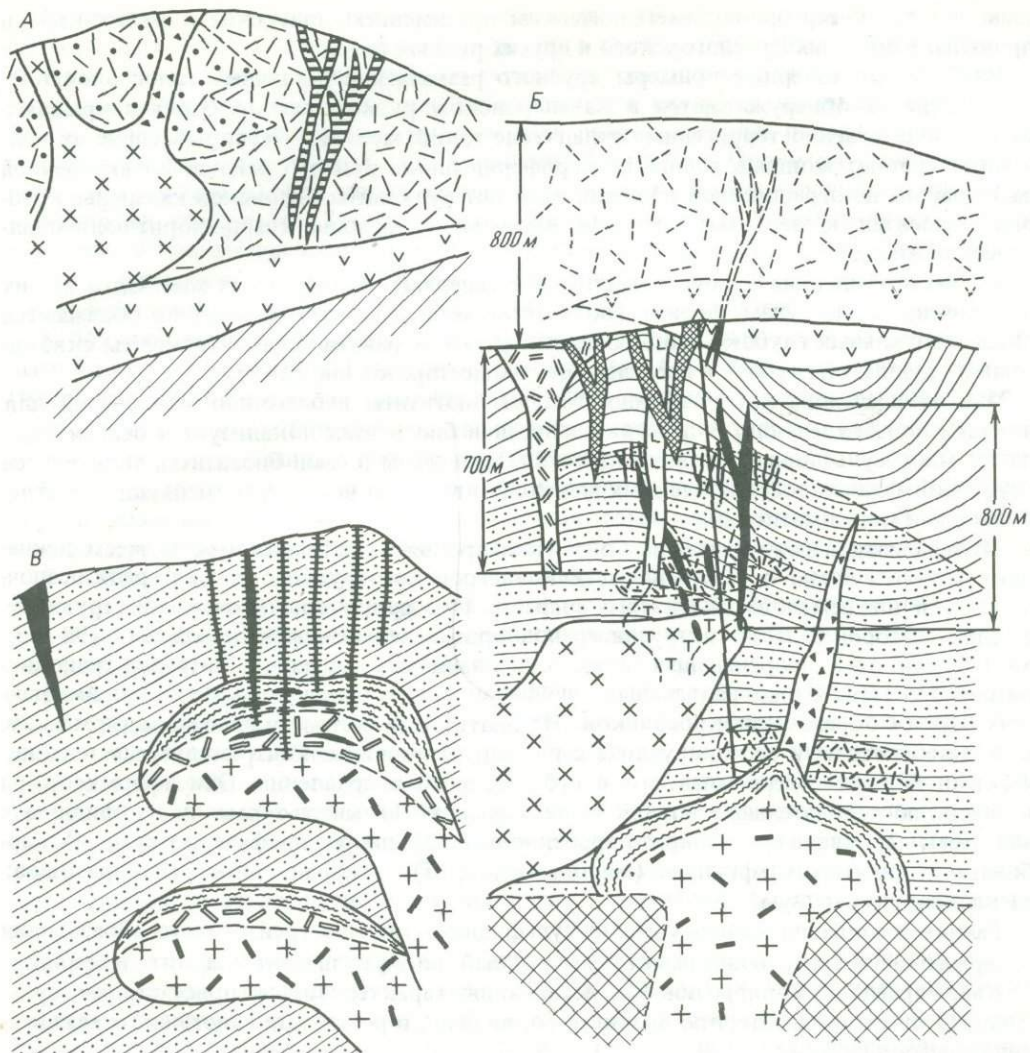


Схема ярусности оруденения

А-В - ярусы оруденения: А - приповерхностный, Б - верхний и средний, В - нижний; 1 - песчано-сланцевая толща; 2 - биотитовые роговики; 3а - вулканиты основного состава, 3б - то же, эродированные; 4а - вулканиты кислого состава, 4б - то же, эродированные; 5 - гранодиориты, диориты; 6 - гранит-порфиры, граниты; 7 - пегматоидные образования; 8 - фельзитоподобная порода в эндоконтакте интрузии; 9 - грейзены с касситеритом (а) и молибденитом (б); 10-13 - минерализация: 10 - кварц-касситеритовая с обильной слюдой и станнином, 11 - колчеданно-касситеритовая жильная и штокверковая, 12 - хлорит-касситерит-сульфидная, 13 - касситерит-сульфидная (а - жильный тип, б - вкрапленный); 14 - эксплозивные образования; 15 - диоритовые порфиры; 16 - турмалинизация; 17 - фундамент; 18 - вулканический аппарат

ным оловянно-серебро-полиметаллическим орудением приурочен к вулканитам и проявлен в пределах Красногорского и других рудных полей.

Наиболее достоверные примеры ярусного размещения различных типов оловянно-го орудения обнаруживаются в Кавалеровском рудном районе. Здесь вскрываются преимущественно терригенные складчатые толщи мезозоя. Перекрывающие их вулканиты слагают мощные толщи по периферии блока рудного района. Во внутренней части района на ограниченной площади залегают вулканиты Угловской кальдеры, которые относятся к верхнему этажу и вмещают небольшие кварц-хлорит-полиметаллические жилы.

На месторождениях района известны две генерации оловорудных жил. Одна из них приурочена к выступам фронта биотитовых метасоматитов. Последние обнажаются лишь в отдельных глубоко эродированных участках района, а также вскрыты скважинами на различной глубине в пределах многих месторождений района.

Многие исследователи ошибочно считают биотититы неблагоприятной средой для локализации орудения. В действительности в биотититах локализуется особая генерация многосульфидных оловоносных жил. Интересны и сами биотититы, являющиеся глубинной фацией восстановленных метасоматитов и по восстанию сменяющиеся углеродистыми метасоматитами.

Минерализация в биотититах наиболее четко проявлена на Темногорском месторождении, расположенном в северной части Кавалеровского рудного района среди осадочных толщ нижнемелового—юрского возраста. Оно приурочено к очаговому строению, в ядре которой залегают интрузия гранодиоритов верхнемелового возраста (94 ± 3 ; 83 ± 5 млн. лет), прорывающая серию даек кварцевых порфиров. Интрузия гранодиоритового состава в виде радиальных апофиз окружена ореолом биотитизации вмещающих пород с образованием роговиков. На биотитовые роговики наложены турмалиновые метасоматиты и ассоциирующие с ними рудные жилы, контролируемые тектоническими зонами северо-западного и субширотного направления. Они сформированы в шесть последовательных стадий минерализации: 1) кварц-турмалин-сульфидную с апатитом; 2) кварц-арсенопирит-пирротиновую; 3) пирротин-сфалеритовую; 4) карбонатно-силикатно-сульфидную (марганцевую); 5) кварц-анкерит-арсенопиритовую; 6) кальцит-адуляровую.

Ранняя ассоциация кварц-турмалин-сульфидного типично грейзенового образования содержит касситерит, вольфрамит, самородный висмут, шеелит, апатит и серицит.

Кварц-арсенопирит-пирротиновая ассоциация характеризуется присутствием сульфидного олова и касситерита, возникшего, видимо, в результате гипогенного разложения сульфостаннов.

Карбонатно-силикатно-сульфидная ассоциация широко распространена на месторождении и нередко слагает самостоятельные тела или отдельные жильные полосы в трещинных полостях совместно с другими ассоциациями. Минеральный состав этой ассоциации характеризуется преобладанием пирротина, тефроита и родохрозита. Сфалерит, алабандин, галенит и другие сульфиды замещают жильные минералы.

Кварц-анкерит-арсенопиритовая ассоциация сечет ранее сформированные рудные тела. Для этой ассоциации типичны халцедоновидный кварц, анкерит, арсенопирит. Сфалерит, галенит, пластинчатый пирротин, станнин имеют подчиненное развитие.

Рудные тела Темногорского месторождения прослеживаются в пределах ореола биотитовых метасоматитов, причем при значительной вертикальной протяженности не наблюдается существенных изменений их минерального состава. По латерали по мере удаления от интрузива увеличивается содержание сульфидов и более интенсивно проявлена кварц-карбонатная минерализация.

Аналогом рудных жил Темногорского месторождения являются также многосульфидные оловоносные жилы Арсеньевского, Ивановского и Новогорского месторождений, которые также расположены в биотитизированных толщах. Жилы этого типа имеют позднемеловой—палеоценовый возраст. Они представляют собой тела замещения, причем слагающие их руды повсеместно несут следы интенсивного динамометаморфизма.

На Арсеньевском месторождении присутствует также генерация более молодых оловорудных жил — кварц-хлорит-сульфидного состава. Эти жилы находятся в так называемой гидротермальной воронке березитов, замещающих биотититы. Кварц-хлорит-сульфидные тела Арсеньевского месторождения являются аналогами жил Силинского, Хрустального и других месторождений района, которые расположены в слабо измененных осадочных толщах над "куполами" биотититов. Они имеют эоценовый возраст и представляют собой типичные тела выполнения с брекчиевидными и крустификационными текстурами. Таким образом, намечаются два глубинных яруса оруденения, причем нижний представлен многосульфидными телами замещения, сопровождающимися турмалинизацией, а верхний — кварц-хлорит-сульфидными жилами выполнения трещин в березитизированных и пропилитизированных породах.

К близким выводам о вертикальной разобщенности разных типов оловянного оруденения ранее пришел Ю.Н. Размахин [3] на примере Арму-Большеуссурского района. Им выделены "ядерный" и "надъядерный" типы оловянной минерализации, причем первый представляет собой минерализацию в биотититах, а второй — включает рудные тела в пропилитизированных терригенных толщах.

Необходимо отметить, что сближение по вертикали рудных тел верхнего и нижнего ярусов возможно в случае образования гидротермальных воронок — березитовых метасоматитов по биотититам, как это имеет место на Арсеньевском месторождении.

В Кавалеровском рудном районе установлен различный возраст минерализации верхнего и нижнего ярусов. На Арсеньевском месторождении дайки диоритовых порфиров секут полисульфидные жилы ранней генерации, которые, в свою очередь, секут кварц-хлорит-сульфидными жилами более поздней генерации [1,4].

На более глубоком уровне среза находятся рудные районы Западного Приморья. Если в Кавалеровском рудном районе биотитовые метасоматиты локализованы обычно на значительной глубине и выходят на поверхность лишь на ограниченных площадях, то в Арму-Большеуссурском и других рудных районах на западных склонах Сихотэ-Алиня они распространены очень широко. Здесь также часто встречается многосульфидный тип оловянной минерализации со сложным составом руд — месторождения Средне-Микулинское, Зимнее и др., которые можно отнести к тому же типу, что и Темногорское месторождение или рудные тела в биотититах Арсеньевского месторождения.

В пределах Арму-Большеуссурского рудного района известен еще один тип оловянного оруденения, представленный грейзенами в апикальных частях интрузий лейкократовых гранитов. Граниты расположены на более глубоком уровне, где биотитизированные толщи уступают место криптобатолиту. Последний сложен интрузиями гранодиоритов и небольшими телами лейкократовых гранитов. Типичный пример минерализации этого типа — месторождение Тигриное. Грейзеновая минерализация здесь проявлена в виде нескольких морфологических типов, которые обнаруживают ярусное размещение. На поверхности вскрывается линейная зона параллельных прожилков северо-западного простирания, которая прослеживается в основном в биотититах и частично проникает и в грейзенизированные граниты, пересекая метасоматические грейзены. По составу прожилки в основном кварцевые с приальбандовой слюдкой, касситеритом и сульфидами.

Таким образом, в более глубоком ярусе локализуются массивные грейзены замещения в куполе лейкократовых гранитов. В отличие от прожилковой зоны они содержат значительное количество мелкозернистого топаза, а также сфалерит, станнин, касситерит и локализуются ниже внешней фельзитоподобной и пегматоидной эндоконтактной зоны гранитного массива. Грейзены месторождения Тигриного являются аналогами цвиттеров Рудных гор.

Бурением на более глубоком уровне вскрыт еще один грейзенизированный шток, вероятно, образованный в самостоятельную фазу внедрения. В этом отношении месторождение сходно с многофазовыми рудоносными штоками месторождений Клаймакс и Гендерсон. Материалы по Арму-Большеуссурскому району дают возможность с неко-

торой долей вероятности оценить перспективы рудных районов Восточного Приморья. В пользу такой постановки вопроса свидетельствуют следующие факты. Так, на Высокогорском месторождении Кавалеровского района известны взрывчатые брекчии, в обломках которых встречены вынесенные из глубины оловоносные грейзены. В.К. Финашиным [5] охарактеризованы проявления грейзенов на глубоких уровнях месторождения Дубровское. Признаки развития грейзенов установлены и в других рудных районах Восточного Приморья. На Щербаковском рудном поле охарактеризована жильная грейзеновая (слюдисто-флюорит-топазовая) минерализация [2], которая наложена на многосульфидные оловоносные жилы.

Щербаковское рудное поле приурочено к крупной тектонической структуре северо-западного направления, которая прослеживается в виде параллельных зон смятия и тектонитов, углеродистых метасоматитов, а также серии рудных тел сложного оловополиметаллического состава в метаморфизованных терригенных толщах. В эффузивах, окаймляющих блок осадочных пород, эта ослабленная зона наблюдается в виде протяженных полос с прожилково-вкрапленной минерализацией преимущественно кварц-арсенопиритового состава. В пределах Щербаковского рудного узла не вскрыты крупные интрузии гранитоидов; известны только дайки порфириров, кварцевых порфириров, штоков гранодиоритового состава.

Касситерит-сульфидные рудные тела образовались в последовательные стадии единого процесса, что доказывается пространственным совмещением и повторным появлением одних и тех же парагенезисов.

Выделяются следующие минеральные ассоциации: кварц-арсенопиритовая с касситеритом, пирротин-галенит-сфалеритовая, карбонатно-сульфидная с блеклыми рудами, халцедон-кальцит-антимонитовая с пирротином, буланжеритом, джемсонитом [2]. Характерной особенностью сульфидных руд является их значительный динамометаморфизм.

Слюдисто-флюорит-топазовая ассоциация рассекает или цементирует сульфидные руды. В этих грейзеноподобных образованиях касситерит присутствует в виде розеток, радиально-лучистых выделений и игольчатых кристалликов черного цвета, ассоциирующих со слюдой. Слюда образует псевдоморфозы или реакционные каймы по другим минеральным образованиям. Слюдисто-флюорит-топазовая ассоциация формировалась после интенсивного дробления сульфидных руд. Однако сульфиды продолжали отлагаться вместе со слюдыстым агрегатом. В частности, наблюдались скопления крупнокристаллического галенита, обильная вкрапленность арсенопирита. Кроме того, нередки случаи, когда прожилки халькопиритового или галенит-сфалеритового состава пересекают грейзеноподобные образования. При этом привлекает внимание тот факт, что степень катаклаза сульфидных догрейзеновых и послегрейзеновых образований резко различна. Таким образом, мы имеем косвенное доказательство того, что максимальный динамометаморфизм руд проявился в догрейзеновое время. Кроме того, не исключено, что послегрейзеновые сульфидные выделения являются переотложенными.

Слюдисто-флюорит-топазная минерализация с касситеритом представляет практический интерес и может служить основанием для переоценки многих объектов в Южном Приморье. Они являются полными аналогами грейзенов Арму-Большеуэссурского района. Это сходство дополняется тем, что касситерит-сульфидные тела не сопровождаются турмалинизацией. Определения абсолютного возраста слюд из грейзенов месторождений Арму-Большеуэссурского района и Щербаковского рудного поля показали идентичные результаты — 84 млн. лет. Появление грейзенов в условиях слабо эродированного рудного поля Щербаковского месторождения может рассматриваться как указание на присутствие на глубине грейзенизированного штока лейкократовых гранитов. Проявления грейзенов известны и на ряде других касситерит-сульфидных полей Приморья (Дальнее, Краснореченское). Все это позволяет предполагать, что глубинный ярус грейзеновой минерализации может закономерно проявляться на крип-тобатолитовом уровне в рудных полях Восточного Приморья.

Помимо отмеченного выше, в вулканитах орогенного структурного этажа также

имеются проявления минерализации обычно сложного, переменного состава, содержащие наряду с полиметаллами и оловом серебро. Прототипом этой минерализации приповерхностного яруса может служить Красногорское месторождение. Оруденение в вулканитах может быть разнообразным морфологически — от горизонтов вкрапленной минерализации до жильных рудных тел. Это оруденение сопровождается аргиллизацией вулканитов и имеет относительно молодой, не древнее эоцена, возраст.

Общую картину ярусного размещения оловянной минерализации в Приморье можно воссоздать по отдельным фрагментам, привлекая серии рудных узлов, находящихся на разном уровне среза. Компильтивная система ярусов оруденения представлена на рисунке. В пределах геосинклинального этажа локализуются три яруса, или три системы, разновозрастных рудных тел. Нижний ярус на криптобатолитовом уровне представлен грейзенизированными гранитными штоками. Эта минерализация имеет верхнемеловой возраст. Выше в биотитизированных толщах залегают оловоносные штокверки и генерация многосульфидных оловорудных тел верхнемелового—палеоценового возраста. Выше фронта биотититов проявлена генерация кварц-хлорит-сульфидных и касситерит-сульфидных оловоносных жил эоценового возраста. Верхний ярус минерализации представлен телами сложного оловянно-серебряно-полиметаллического состава в вулканитах.

Различные ярусы оловянного оруденения могут быть совмещены в пределах одних и тех же рудных узлов, что определяет возможность глубинного прогноза оруденения. Разделение различных возрастных генераций оловорудных тел по глубинным ярусам может быть прослежено и в других оловорудных регионах, например на Северо-Востоке СССР и в Средней Азии.

Таким образом, изучение особенностей локализации различных типов оловорудных тел позволило установить новую закономерность — разобщение разновозрастных генераций жил и штокверков в пределах разноглубинных ярусов, определяющихся фронтами восстановленных метасоматитов или структурными этапами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гладков Н.Г., Руб М.Г., Руб А.К., Шершаков Б.И. Два разновозрастных этапа оловянного оруденения и их соотношения с магматизмом в Кавалеровском районе Приморья. — Докл. АН СССР, 1981, 258, № 2, с. 442—445.
2. Радкевич Е.А., Томсон И.Н. Наложение слюдисто-флюорит-топазовой минерализации на сульфидную минерализацию в Шербаковском рудном поле. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 10, с. 107—114.
3. Размахнин Ю.Н. Генетическая систематика метасоматических образований рудных полей Сихотэ-Алиня. — В кн.: Генезис эндогенной минерализации Дальнего Востока. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 25—56.
4. Томсон И.Н., Полохов В.П., Полякова О.П. и др. Новый тип оловорудной минерализации в околоинтрузивных зонах Приморья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 4, с. 91—105.
5. Финашин В.К. О глубинной минерализации оловорудных месторождений Кавалеровского района. — В кн.: Рудные месторождения Дальнего Востока. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1983, с. 3—11.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
✓ В.И. Казанский, Е.П. Малиновский, Г.Б. Наумов, Д.О. Онтоев, Г.А. Тананаева. Вертикальный диапазон эндогенного рудообразования и факторы, его определяющие	5
Ф.А. Летников. Зрелость литосферных блоков и проблемы эндогенного рудообразования.	16
✓ Ю.Г. Сафонов. Структурные критерии оценки распространения жильного гидротермального оруденения на глубину	25
✓ В.Л. Русinov. Вертикальная метасоматическая зональность как фактор глубины распространения рудных тел	39
✓ В.Т. Покалов. Глубина распространения молибденовых месторождений на основе моделей их основных типов	52
Э.Н. Лишневский, С.М. Бескин. Объемное строение и пространственное положение оловорудных и редкометальных районов	60
Ю.А. Багдасаров. Глубинное строение и зональность карбонатитов	75
✓ Г.Ф. Яковлев, В.В. Авдонин, В.И. Старостин. Глубинное строение вулканогенно-рудных центров (на примере колчеданосных провинций)	91
✓ П.Ф. Иванкин. Флюидно-магматогенные колонны глубинных разломов и прогноз оруденения	103
Я.Н. Белевцев. Геологическая позиция метаморфогенных железорудных месторождений докембрия Восточно-Европейской платформы.	114
В.М. Кравченко, М.И. Черновский, В.И. Шелегеда. Вертикальная зональность и эрозийный срез Криворожского железорудного бассейна	125
✓ Л.Н. Овчинников, Р.И. Лутков, Ф.Я. Корытов. Глубинные факторы размещения рудных месторождений Урала	138
✓ В.М. Нечухин, А.М. Дымкин, Е.М. Ананьева, Н.Г. Берлянд, Б.П. Рыжий, И.Ф. Таврин. Особенности соотношения металлогении Урала с глубинным строением и типами земной коры	147
И.Б. Серавкин, А.А. Цветкова. Типы колчеданосных районов Магнитогорского метасинклинория в связи с его глубинным строением.	157
Э.Н. Баранов, А.Д. Штейнберг. Закономерности локализации медноколчеданного оруденения в Верхнеуральском районе Южного Урала	172
С.А. Акылбеков, С.В. Белов, В.Н. Иванов, А.А. Фролов. Объемная модель и глубинность оруденения на Южно-Кужалинском рудном поле (Центральный Казахстан)	176
В.С. Кудрин, М.А. Кудрина. Фациальная зональность гранитоидов и стратиформное вольфрамовое оруденение	188
В.С. Сурков, И.С. Туркин, Л.В. Кунгурцев. Связь рудных районов Алтае-Саянской области с глубинным строением	194
О.А. Дюжиков, В.В. Дистлер, Г.И. Кавардин, В.С. Голубков, С.Ф. Служеникин. Геологическая позиция, глубинное строение и рудно-магматические системы Норильского района	204

<i>В.И. Казанский, А.А. Кременецкий, Ю.И. Кузнецов, В.С. Ланев.</i> Глубинное строение Печенгского рудного района по материалам сверхглубокого бурения	219
<i>В.Л. Барсуков, Ю.И. Бакулин, Г.Б. Левашов, А.Г. Волосов, Г.Е. Усанов, Э.М. Размахнина, А.В. Гаранин.</i> Петрохимические особенности магматических пород районов развития оловянного оруденения различной продуктивности	234
<i>В.Г. Гоневчук, А.М. Кокорин, П.Г. Коростелев, Е.А. Радкевич.</i> Глубинность оловянного оруденения Дальнего Востока	248
<i>И.Н. Томсон, О.П. Полякова, В.П. Полохов.</i> Глубинное строение оловорудных полей и ярусность оруденения в Приморье	258

Казанский В.И., Малиновский Е.П., Наумов Г.Б., Онтоев Д.О., Тананаяева Г.А. Вертикальный диапазон эндогенного рудообразования и факторы, его определяющие. – В кн.: Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986.

Рассмотрено современное состояние проблемы распространения эндогенного оруденения на глубину. Показано, что протяженность рудной минерализации по вертикали в масштабе рудного поля или района в основном определяется типом эндогенной рудообразующей системы и положением источника в разрезе земной коры или мантии, генетической принадлежностью и глубиной формирования месторождений, динамикой и относительной длительностью рудообразующей системы, послерудной геологической историей района. Библиогр. 29 назв.

УДК 553.2:550.834

Летников Ф.А. Зрелость литосферных блоков и проблемы эндогенного рудообразования. – В кн.: Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986.

На основании анализа геологических, геофизических и геохимических данных развиваются новые представления о различной зрелости литосферных блоков, определяемой соотношением мощности литосферы и астеносферы, уровнями истощения верхней мантии по широкому спектру рудных и некогерентных элементов и степени дегазации коры. В зависимости от зрелости литосферных блоков для них характерна определенная металлогенетическая специализация. Табл. 1. Ил. 4. Библиогр. 18 назв.

УДК 553.068.2:553.061.12

Сафонов Ю.Г. Структурные критерии оценки распространения жильного гидротермального оруденения на глубину. – В кн.: Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986.

Выделены общие – прогнозные и конкретные – оценочные критерии. Прогнозные критерии определяются рядом факторов – зависимостью рудных интервалов от генетического и структурного типов месторождений, глубиности их образования, контрастности выражения рудоносных структурных форм. Как оценочные критерии рассматриваются деформационные типы рудовмещающих разрывов, их параметры по латерали, зональность строения и изменения мощности жильных тел с глубиной. Эти критерии специфичны для месторождений определенных глубинных уровней. Ил. 9. Библиогр. 20 назв.

УДК 553.261

Русинов В.Л. Вертикальная метасоматическая зональность как фактор глубины распространения рудных тел. – В кн.: Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986.

Рассмотрены примеры вертикальной метасоматической зональности в рудных месторождениях, различающихся величиной градиента температуры и геологическими условиями проявления вертикальной зональности. В месторождениях с умеренным градиентом главную роль в строении метасоматической зональности и в распределении рудных тел на глубину играют контакты между литологически разнородными структурными этажами, зональность непосредственно околорудных метасоматитов обычно является вспомогательным фактором. В месторождениях с большим градиентом околорудная зональность отчетлива и дает представление о протяженности рудных тел на глубину. Распространение в жилах ритмично-полосчатых агрегатов кварца с адуляром, бертьерином и другими минералами соответствует интервалу богатого оруденения. При анализе вертикальной зональности необходимо учитывать особенности геологической истории региона из-за возможного наложения разновозрастных гидротермальных процессов. Табл. 1. Ил. 5. Библиогр. 9 назв.

УДК 553.462:553.26

Поклов В.Т. Глубина распространения молибденовых месторождений на основе моделей их основных типов. – В кн.: Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986.

Проблема глубинного прогнозирования молибденовых месторождений во многом сводится к выявлению не вскрытых эрозией куполов гранитоидов, залегающих на глубинах 500–1500 м. Она решается путем изучения минерально-геохимических ореолов, обусловленных процессами, происходившими в экзоконтактовых зонах апикальных частей рудоносных плутонов на магматической и постмагматической стадиях развития рудно-магматических систем, а также особенностей физических полей, по которым можно прогнозировать не обнаженные эрозионным срезом гранитные плутоны и их апикальные части. Ореолы, обра-

зававшиеся на магматической стадии процесса, — ороговикование, биотитизация, слабая турмалинизация — могут быть признаками залегающих на глубине до 1 км рудоносных плутонов. Слабые комплексные и монометалльные ореолы Mo, Cu, W, Pb, Zn, Bi, развитые в экзо-контактных зонах, являются прямым признаком глубоко залегающих месторождений. Комплексирование гравиметрии, магнитометрии, электроразведки и гамма-спектрометрии позволяет проводить глубинное (до 1,5 км) прогнозирование молибденового оруденения наиболее эффективно в сочетании с данными литохимических съемок и петрографического изучения пород. Ил. 2. Библиогр. 2 назв.

УДК 553.45:493.5.078 (086.4)

Лишневецкий Э.Н., Бескин С.М. Объемное строение и пространственное положение оловорудных и редкометалльных районов. — В кн.: Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986.

Оловорудные и танталоносные районы приурочены к локальным гравитационным минимумам, которым на глубине соответствуют гранитные плутоны. Касситерит-силикатно-сульфидные месторождения локализируются над склонами, а касситерит-кварцевые — над апикальными частями скрытых куполов лейкогранитов на удалении от них до первых километров. Танталоносные граниты образуют малые интрузивы в дайковых полях поверх обычных гранитов. Оловорудные и танталоносные районы расположены в зональных минимумах силы тяжести, соответствующих салическим блокам, которые характеризуются спокойным пониженным магнитным полем. Приведены количественные критерии оценки этих районов, учитывающие степень обнаженности, мощность гранитного плутона и другие параметры. Табл. 2. Ил. 6. Библиогр. 29 назв.

УДК 553.26:552.331

Багдасаров Ю.А. Глубинное строение и зональность карбонатитов. — В кн.: Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986.

Редкометалльные карбонатиты, относимые к нескольким формационным типам, среди которых важнейшими являются породы, связанные с ультраосновными—щелочными комплексами и метаматматическими образованиями линейно-трещинных зон, формируются в земной коре в огромном по протяженности вертикальном диапазоне, составляющем не менее 15–20 км для первого и до нескольких десятков километров для второго из названных типов, охватывая все фации глубинности, выделяемые для рудных месторождений. В пределах четырех наиболее глубинных из них, кроме вулканической, с карбонатитами связаны промышленные месторождения разнообразных рудных и нерудных полезных ископаемых. Охарактеризованы особенности рудоносности всех выделяемых фаций карбонатитов; обосновываются соображения о строении наиболее глубинных, корневых частей карбонатитосодержащих массивов, которые могут быть встречены в древнейших толщах Земли. Табл. 2. Ил. 2. Библиогр. 25 назв.

УДК 551.2.03

Яковлев Г.Ф., Авдонин В.В., Старостин В.И. Глубинное строение вулканогенно-рудных центров (на примере колчеданосных провинций). — В кн.: Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986.

На основе анализа Южно-Уральской, Северо-Кавказской и Рудно-Алтайской палеовулканических провинций показано, что мощность и глубинное строение земной коры — неоднородность, расчлененность, соотношение различных геолого-плотностных слоев, определяют особенности формирования магматических очагов, эволюцию вулканизма, петрохимические черты рудоносных комплексов и в конечном итоге состав руд месторождений. Глубинное строение земной коры в значительной мере обуславливает металлогеническую зональность палеовулканических провинций. Ил. 5. Библиогр. 33 назв.

УДК 553.22:546.26:553.3

Иванкин П.Ф. Флюидно-магматогенные колонны глубинных разломов и прогноз оруденения. — В кн.: Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986.

Сравнительное изучение глубинных разломов Алтая, юга Сибири, Юго-Западного Тянь-Шаня и других регионов способствовало обоснованию зональной колонны метаморфизма, регионального метасоматоза и эндогенного оруденения вертикальной протяженностью более 10–12 км. Металлоносные ювенильные флюиды при возрастающем движении в этом пространстве и снижении температуры от 800–1000 до 200°С подверглись восстановительно-окислительной инверсии и отлагали в рассеяной форме металлы, набор которых на разных уровнях этой колонны различны. Последующие процессы прогрессивного метаморфизма,

гранитизации и окислительного метасоматоза приводили к их перераспределению и концентрированию. Особенности строения зональной колонны и эволюции флюидов должны быть положены в основу разработки моделей рудообразования и глубинного прогнозирования оруденения в зонах глубинных разломов. Ил. 1. Библиогр. 17 назв.

УДК 553.31:551.72 (477)

Белевцев Я.Н. Геологическая позиция метаморфогенных железорудных месторождений докембрия Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986.

Большинство метаморфогенных крупных месторождений богатых железных руд размещено в нижнепротерозойских породах в тех районах, где проявлены следующие благоприятные факторы: а) большая мощность железорудных формаций (1,5–2,5 км); б) метаморфизм пород зеленосланцевой фации; в) широкое развитие складчатых, преимущественно синклинальных структур; г) вмещающие породы с содержанием железа до 25–30%; д) породы, представленные тонкорасслоенными разностями железисто-кварцевого состава. Рудоносные структуры и железорудные месторождения распространены на глубину до 5–6 км. Табл. 1. Ил. 4. Библиогр. 4 назв.

УДК 553.31 (477.63)

Кравченко В.М., Черновский М.И., Шелегеда В.И. Вертикальная зональность и эрозийный срез Криворожского железорудного бассейна. — В кн.: Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986.

Впервые одновременно рассмотрены структурная и рудная зональность всего бассейна. Выделены семь син- и эпигенетических рудных формаций, показано их двухъярусное размещение и разная зональность — результат изменчивой комбинации латеральной, структурной, метаморфической, эндогенно-метасоматической и гипергенной зональности. Рассчитана минимальная глубина эрозийного среза — 1 км. Выявленные закономерности свидетельствуют об устойчивом распространении богатых и бедных руд на глубину более 2600 м и о возможности открытия в КМА месторождений богатых руд глубинного яруса. Табл. 2. Ил. 2. Библиогр. 19 назв.

УДК 553.263:551.24 (470.5)

Овчинников Л.Н., Лутков Р.И., Корытов Ф.Я. Глубинные факторы размещения рудных месторождений Урала. — В кн.: Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986.

В Главном эвгеосинклинальном поясе Урала глубина залегания "базальтового" слоя обратно пропорциональна его мощности, что выражается в виде вала основности земной коры, протягивающегося от Мугоджар до Пай-Хоя. Наблюдается отчетливая зональность (как вертикальная, так и латеральная) в распределении месторождений по степени удаления от осевой плоскости вала: колчеданные → золоторудные → железорудные → титаномагнетитовые → хромитовые. Зависимости в распределении литофильных месторождений от рассматриваемых параметров глубинного строения земной коры на Урале не наблюдается, что обусловлено связью этих месторождений с более поздними гранитоидными интрузивами. Табл. 4. Ил. 4. Библиогр. 6 назв.

УДК 553.078:551.1 (470.5)

Нечухин В.М., Дымкин А.М., Ананьева Е.М., Берлянд Н.Г., Рыжий Б.П., Таврин И.Ф. Особенности соотношения металлогении Урала с глубинным строением и типами земной коры. — В кн.: Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986.

На основании комплексного анализа геолого-геофизических данных на Урале выделены Западная, Центральная и Восточная области, отличающиеся глубинным строением, типом коры и ее основности, а также металлогенической специализацией и соотношением оруденения с глубинным строением. Западная и Восточная области имеют параметры континентальной и субконтинентальной коры (мощность 35–45 км, "гранулит-базитовый" слой 16–26 км, "гранито-гнейсовый" слой 6–24 км, основность 0,3–0,7). Кора Центральной области отличается увеличенной мощностью — 45–56 км; ее "гранулит-базитовый" слой до 75 км, основность 0,7–1,0; она отнесена к новообразованному сегменту земной коры с квазиостроводужным типом. Для Западной области с корой континентального типа и внутрикратонного, перикратонного и рифтового подтипов характерно сочетание халькофильно-литофильного и сидерофильного оруденения. Оруденение тяготеет к зонам развития рифтогенной коры, а внутри

них — к участкам повышенной ее деструкции. Центральная, эвгеосинклиальная, область имеет резко выраженную специализацию на халькофильное оруденение, которое заметно локализуется в участках поднятия "гранулит-базитового" слоя и увеличения его мощности. Восточная область отличается сочетанием литофильного и халькофильно-сидерофильного оруденения, первое из которых связывается с зонами повышенной мощности гранитного слоя, а второе — вулканогенно-осадочного слоя. Глубинные разломы в основном играют роль границ структурно-металлогенических зон разного порядка. Ил. 4. Библиогр. 9 назв.

УДК 553.435:553.061.12 (40.5)

Серавкин И.Б., Цветкова А.А. Типы колчеданосных районов Магнитогорского метасинклиория в связи с его глубинным строением. — В кн.: Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986.

По геолого-геофизическим данным Магнитогорский метасинклиорий подразделяется на четыре мегаблока фемического и салическо-фемического типов. Мегаблоки фемического типа (Орско-Джусинский и Магнитогорско-Верхнеуральский) обладают наиболее полно развитыми рядами геосинклиальных вулканогенных и рудных формаций, преобладающей медной и медно-цинковой специализацией колчеданных месторождений. Мегаблоки салическо-фемического типа (Баймакско-Кацбахский и Учалинский) характеризуются повышенными объемами кислых пород в продуктивных формациях, общим полиметаллическим уклоном колчеданных месторождений. Табл.1. Ил. 6. Библиогр. 17 назв.

УДК 553.43 (40.5—13)

Баранов Э.Н., Штейнберг А.Д. Закономерности локализации медноколчеданного оруденения в Верхнеуральском районе Южного Урала. — В кн.: Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986.

Промышленные медноколчеданные месторождения района являются скрытыми, они залегают в верхней базальт-риолитовой толще контрастной формации среднего девона на трех уровнях, соответствующих верхам вулканических ритмов, и сосредоточены в пределах линейных зон, которые совпадают с осями базальтовых гряд и межрядовых депрессий и контролируются рудоподводящими синвулканическими нарушениями. Рудовмещающими являются локальные синвулканические депрессии различного типа. Рудные тела представляют гидро-термально-осадочные образования типа сульфидных "холмов" или выполнения впадин над выходами рудоподводящих каналов. Показано, что рудообразующие системы отдельных месторождений функционировали в разное время и с различной продолжительностью. Месторождения формировались в периоды затухания вулканической деятельности. Выявлены зоны выноса рудных элементов в подрудных базальтах, что свидетельствует о возможной реализации реки клинговой модели рудогенеза в районе. Уточнены критерии глубинного прогнозирования медноколчеданного оруденения.

УДК 553.26 (574.3)

Акылбеков С.А., Белов С.В., Иванов В.Н., Фролов А.А. Объемная модель и глубинность оруденения на Южно-Кужалинском рудном поле (Центральный Казахстан). — В кн.: Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986.

На основе количественной интерпретации гравимагнитных данных и плотностного моделирования по взаимопересекающимся профилям составлена объемная физико-геологическая модель крупного скрытого Южно-Кужалинского гранитного массива, расположенного на западном окончании Успенской тектонической зоны в Центральном Казахстане. Апикальная часть массива имеет форму широтно ориентированного эллипса, осложненного серией куполов, находящихся на глубине 1,5—2,0 км. В пределах массива выделены область подводящего канала и участки, сложенные, вероятно, гранитами поздних фаз. Определен химический состав и абсолютный возраст гранитов, что позволило отнести массив к рудоносному акчауускому комплексу. Проведено комплексное изучение молибден-вольфрамовых рудопроявлений в надинтрузивной зоне массива; выявлены условия рудообразования и особенности локализации оруденения, на основе которых разработана шкала прогнозно-оценочных критериев. Табл. 2. Ил. 4. Библиогр. 8 назв.

УДК 553.463:552.321.1 (574—17)

Кудрин В.С., Кудрина М.А. Фациальная зональность гранитоидов и стратиформное вольфрамовое оруденение. — В кн.: Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986.

Установлена зависимость продуктивности стратиформных залежей шеелитоносных скарноидов в древней рудоносной метаморфической толще от их пространственной позиции в

ареале фациально изменчивых и зонально размещенных молодых гранитоидных образований, представленных инъекционно-метасоматическими гранито-гнейсами, интрузивными пласто-образными телами лейкогранитов и жилами пегматоидных кварц-полевошпатовых пород. Промышленная продуктивность характерна для области вблизи фронта инъекционно-метасоматической гранитизации, охватывающей по вертикали диапазон 150–250 м. Построение по геологическим данным объемной фигуры фациальной зональности гранитоидов позволяет прогнозировать на глубину пространственную позицию и вероятные масштабы вольфрамового оруденения, закономерно локализованного во фронтальной части области инъекционно-метасоматической гранитизации. Ил. 3.

УДК 553.3.41:551.243 (571.1+5–13)

Сурков В.С., Туркин И.С., Кунгурцев Л.В. Связь рудных районов Алтае-Саянской области с глубинным строением. – В кн.: Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986.

На основе объемного геолого-геофизического моделирования земной коры рассмотрен вещественный состав байкальского салаиро-каледонского и герцинского мегакомплексов Алтае-Саянской области и характер изменения магматических и рудных формаций во времени. В пределах этого региона выделены четыре типа рудно-магматических формаций: фемические в палеозвгеосинклинальных структурах, салическо-фемические и фемическо-салические, характерные для протоорогенного, и салические – для дейтероорогенного этапов развития геосинклинально-складчатой системы. Преимущественно салические рудно-магматические формации развиваются на конструктивной, а фемические – на деструктивной стадиях развития коры. Ввиду длительной сохранности реликтов вещественного состава в палеоструктурах мегакомплексов Алтае-Саянской области в отдельных гетерогенных блоках ее коры наблюдается корреляция между современным глубинным строением земной коры и палеооруденением, но строгой корреляции нет. Поэтому методы геофизического "просвечивания" коры могут быть применены для выявления вещественного состава палеооруденения только в блоках коры с сохранившимся вещественным, включая и рудные, составом палеоформаций. Табл. 1. Ил. 4. Библиогр. 16 назв.

УДК 553.49:553.061 (571.51)

Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Кавардин Г.И., Голубков В.С., Служеникин С.Ф. Геологическая позиция, глубинное строение и рудно-магматические системы Норильского района. – В кн.: Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986.

Медно-никелевые месторождения Норильского района формируются в пределах Приенисейского мегаблока, совпадающего с юго-западной фланговой ветвью Гнисейско-Хатангской рифтовой системы. Эта область характеризуется исключительно высокой проницаемостью структурных элементов земной коры. Анализ глубинного строения и особенностей соотношения Норильского района с сопредельными мегаструктурами позволил выдвинуть ряд новых положений, касающихся формирования региональной рудно-магматической системы, и впервые с геодинамических позиций обосновать роль латеральной и вертикальной миграции мантийных расплавов в развитии гипербазит-базитового никеленосного и сопряженного с ним траппового магматизма. Ил. 6. Библиогр. 30 назв.

УДК 553.48:622.241

Казанский В.И., Кременецкий А.А., Кузнецов Ю.И., Ланев В.С. Глубинное строение Печенгского рудного района по материалам сверхглубокого бурения. – В кн.: Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986.

На основании исследований Кольской сверхглубокой скважины приведены новые фактические данные о разрезе древней континентальной земной коры, ее геохимической и петрофизической зональности, о тектонических структурах, природе сейсмических границ, рудоносности Печенгского района. Предложена модель его глубинного строения, учитывающая эти новые данные. Ил. 8. Библиогр. 9 назв.

УДК 553.45: (552 + 550.4)

Барсуков В.Л., Бакулин Ю.И., Левашов Г.Б., Волосов А.Г., Усанов Г.Г., Размахнина Э.М., Гаранин А.В. Петрохимические особенности магматических пород районов развития оловянного оруденения различной продуктивности. – В кн.: Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986.

Проведен системный анализ петрохимических особенностей массивов магматических пород Дальнего Востока СССР. В качестве эталона сравнения были выбраны комплексы пород, развитые в оловорудных районах. Получено, что для оловорудных районов наиболее

характерно наличие массивов магматических пород, отличающихся повышенным (по сравнению со стандартным для данного типа пород) отношением FeO/Fe_2O_3 и повышенным содержанием K_2O в породах среднего и в меньшей мере кислого состава. По выявленным признакам, которые в различных регионах имеют различный "вес", могут быть выделены районы разной продуктивности. Привлекая экспериментальные данные и результаты некоторых геохимических исследований, удастся объяснить петрохимические особенности магматизма оловорудных районов физико-химическими условиями выплавления и фракционирования исходных андезитовых магм. Геологическая интерпретация приводит к выводу о решающей роли геодинамической обстановки формирования блоков пород, несущих оловянное оруденение, с которой связаны и условия развития характерных вулканоплутонических комплексов. Табл. 4. Ил. 9. Библиогр. 24 назв.

УДК 553.45:553.062 (571.6)

Гоневчук В.Г., Кокорин А.М., Коростелев П.Г., Радкевич Е.А. Глубинность оловянного оруденения Дальнего Востока. — В кн.: Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986.

Приведены данные о глубине формирования и вертикальном размахе оруденения оловорудных месторождений различных формаций. Для месторождений касситерит-кварцевой формации установлены объекты с рудными телами, протягивающимися по падению до 1 км, зональность минерализации с глубиной выражена неярко. Вертикальный размах оруденения в месторождениях касситерит-силикатной формации составляет менее 1,–1,5 км, по падению рудных зон и жильных свит отчетливо проявлены разные типы рудной и минералогической зональности со сменой фаций оруденения. Касситерит-сульфидные месторождения имеют вертикальную протяженность оруденения до 1–1,2 км, причем на нижнем (глубинном) ярусе появляются руды, сопоставимые по составу с ведущими фациями касситерит-силикатных месторождений. Ил. 5. Библиогр. 10 назв.

УДК 551.7.03:549:553.45 (571.63)

Томсон И.Н., Полякова О.П., Полохов В.П. Глубинное строение оловорудных полей и ярусность оруденения в Приморье. — В кн.: Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986.

Обосновывается представление об обособленном расположении в различных вертикальных интервалах разновозрастных генераций оловорудных тел в Приморье. Установлена связь этих интервалов с различными структурными этапами или фронтами региональных метасоматитов. Вертикальный ряд ярусов оловянного оруденения реконструирован путем сравнительной схемы, состоящей из четырех ярусов. Нижний ярус расположен на криптобатолитовом уровне и представлен штоками грейзенированных гранитов верхнемелового возраста. Выше в биотитизированных толщах залегают оловоносные штокверки и генерация многосульфидных тел верхнемелового–палеоценового возраста. Выше фронта биотититов расположены кварц-хлорит-сульфидные и касситерит-сульфидные жилы эоценового возраста. Приповерхностный ярус минерализации представлен телами сложного оловянно-серебряно-полиметаллического состава, локализованными в вулканитах орогенного этапа. Приведены примеры ярусного размещения оруденения, в том числе совмещения ярусов в пределах одних и тех же рудных полей. Ил. 1. Библиогр. 5 назв.

**ГЛУБИННЫЕ
УСЛОВИЯ
ЭНДОГЕННОГО
РУДООБРАЗОВАНИЯ**

*Утверждено к печати
Научным советом по рудообразованию
при ОГГГН*

Редактор *Е.М. Камшилина*
Редактор издательства *Т.А. Николаева*
Художник *О.В. Камасв*
Художественный редактор *М.Л. Храмов*
Технический редактор *В.В. Лебедева*
Корректор *Л.А. Агеева*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 31705

Подписано к печати 31.03.86. Т-03552
Формат 70×100 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура *Пресс-Роман*. Печать офсетная
Усл.печл. 22,1+0,7 вкл. Усл.кр.-отт. 22,8
Уч.-изд.л. 27,2. Тираж 900 экз. Тип. зак. 161
Цена 4 р. 40 к.

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



Рис. 3. Плотность распределения магматических пород (вулканогенных и плутогенных) среднего и верхнего палеозоя в Алтае-Саянской области
Условные обозначение те же, что на рис. 2



Рис. 4. Плотность распределения полихронного фанерозойского оруденения в Алтае-Саянской области
1-3 - плотности распределения оруденения различных рудных формаций (в усл. баллах): 1 - салические (вольфрам, ниобий, тантал, редкие земли и др.), 2 - фемические (хром, железо, марганец, никель), 3 - салическо-фемические с комплексом полигенных металлов (полиметаллы, молибден, сурьма, ртуть, кобальт, вольфрам и др.); остальные обозначения те же, что на рис. 2

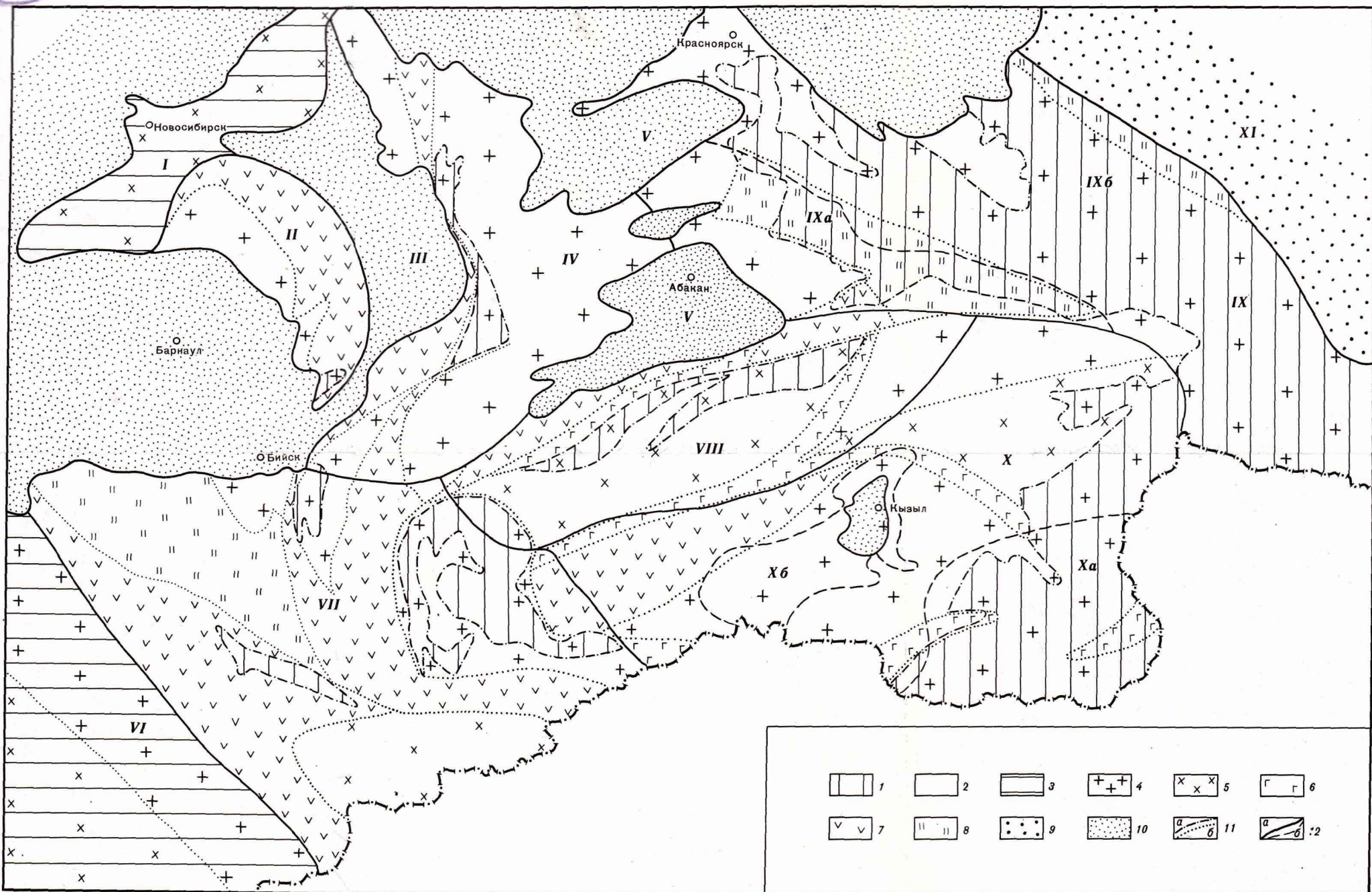


Рис. 1. Ареалы разновозрастных мегакомплексов и типы структур Алтае-Саянской области

1-3 - ареалы мегакомплексов: 1 - байкальского, 2 - салаиро-каледонского, 3 - герцинского; 4-8 - типы структур: 4 - устойчивые массивы, 5 - инверсионные мегаантиклинории, 6 - офиолитовые пояса, 7 - эвгеосинклинальные мегасинклинории, 8 - миогеосинклинальные мегасинклинории; 9 - плитный комплекс Сибирской платформы; 10 - палеозойско-мезозойский субплатформенный комплекс; 11 - границы структур (а) и мегакомплексов (б); 12 - границы: а - регионов, б - структурно-формационных зоны; регионы: I - Томь-Кольванская зона, II - Салаирский, III - Кузнецкий, IV - Кузнецко-Алатауский, V - Минусинский, VI - Рудноалтайский, VII - Горноалтайский, VIII - Западносаянский, IX - Восточносаянский (в том числе IXa - Кембросаянский, IXб - Протеросаянский), X - Тувинский (в том числе Xa - Сангилен, Xб - Тувинский прогиб), XI - Сибирская платформа

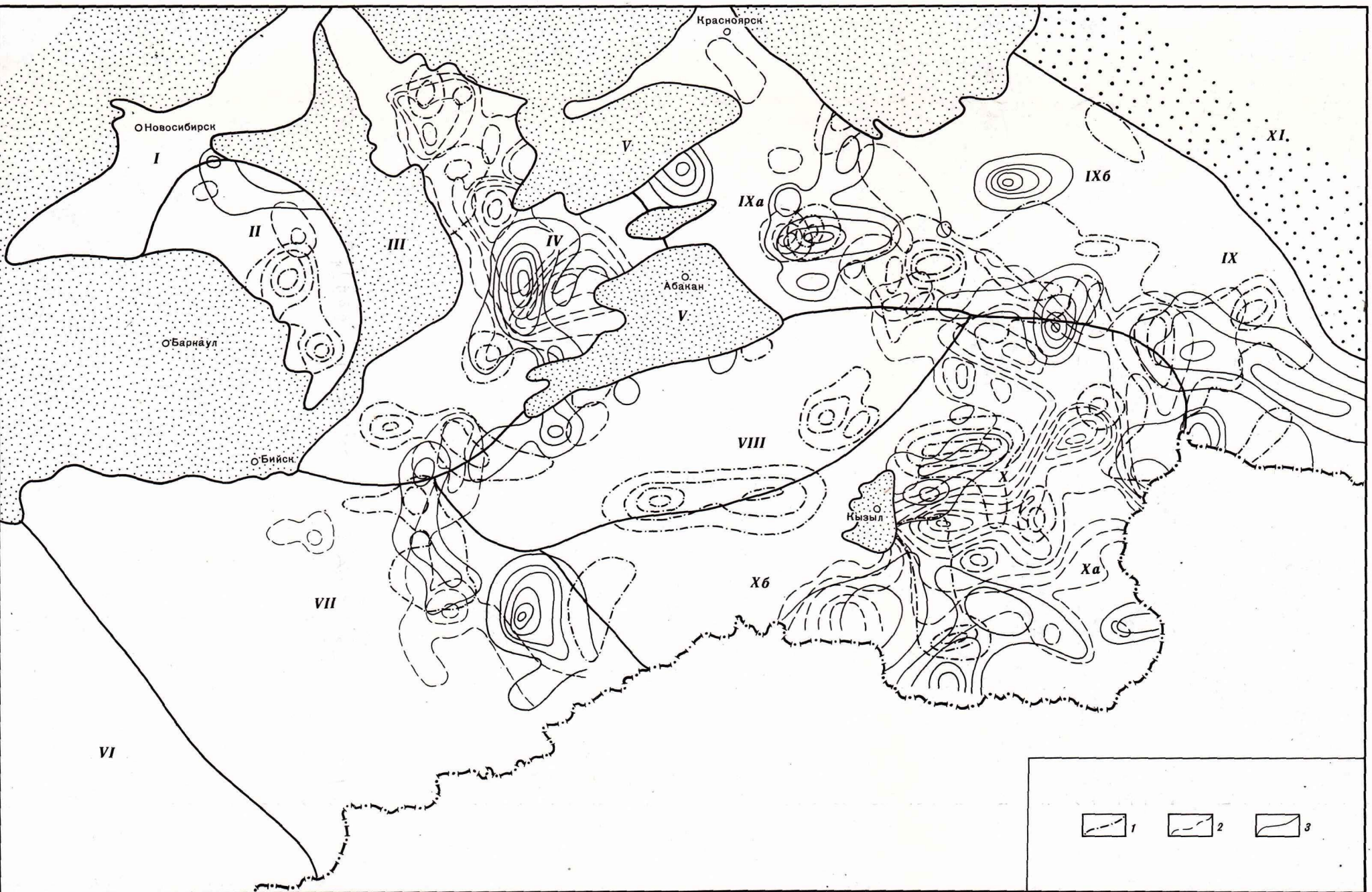


Рис. 2. Плотность распределения магматических пород (вулканогенных и плутоногенных) нижнего палеозоя в Алтае-Саянской области

1-3 - изолинии плотности распределения магматических пород (в усл. баллах): 1 - основного, 2 - среднего, 3 - кислого и субщелочного состава (изолинии проведены через 10 баллов); остальные условные обозначения те же, что на рис. 1

4618

40.40к.