А. И. Кривцов

ПРИКЛАДНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

А. И. Кривцов

ПРИКЛАДНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

5251

МОСКВА, "НЕДРА", 1989

ББК 26. 325
К 82
УДК 553. 078

Рецензент д-р геол. -минер. наук *Г.Ф. Яковлев*

Кривцов А.И.
К 82 Прикладная металлогения. –М.: Недра, 1989. – 288 с.: ил.
ISBN 5-247-00648-8

Изложены принципы и методология прикладных металлогенических исследований, обеспечивающих научное обоснование геологоразведочных работ. Рассмотрены основные понятия и категории металлогении, металлогенические обстановки, рудообразующие процессы, основы формационного и металлогенического анализа. Охарактеризованы содержание и задачи общей, региональной и специальной металлогении. По главным типам геологических структур даны описание и систематика металлогенических обстановок, геологических и рудных формаций. Рассмотрены принципы и методы металлогенического районирования и прогнозирования. Описаны методы оценки прогнозных ресурсов, принципы и методика формирования прогнозно-поисковых комплексов.

Для геологов, занимающихся прогнозированием, поисками и оценкой рудных месторождений.

К $\frac{1804060000 - 289}{043\ (01) - 89}$ 100 – 89

ББК 26.325

ISBN 5-247-00648-8

© Издательство "Недра", 1989

На современном этапе развития геологоразведочных работ по расширению минерально-сырьевой базы СССР металлогения, как наука о закономерностях возникновения и размещения месторождений полезных ископаемых, призвана решать актуальные задачи крупномасштабного и локального прогноза с оценкой прогнозных ресурсов соответствующих категорий. Этим определяются приоритетные направления прикладных металлогенических исследований – прикладной металлогении, принципы и методы которой становятся неотъемлемыми составляющими геологоразведочного процесса. Прогнозные построения в стадийности геологоразведочных работ уже заняли межстадийное, предпроектное положение и прямо влияют на их результативность и качество.

В рамках общей, исторической, региональной и специальной металлогении, развившихся на базе основополагающих разработок Ю.А. Билибина, В.А. Кузнецова, С.С. Смирнова, В.И. Смирнова, Г.А. Твалчрелидзе, Е.Т. Шаталова и других исследователей, созданы методологические основы современных прогнозно-металлогенических построений. Определяющее значение для прикладной металлогении имеют следующие положения: выявление и типизация металлогенических обстановок и отвечающих им пространственно-временных категорий; введение в практику исследований формационного и рудноформационного анализа; разделение геологических формаций по роли в рудогенезе; типизация рудообразующих процессов с учетом источников вещества, энергии, транспортирующих агентов, а также среды рудонакопления; выделение и группировка металлогенических формаций, связанных с разными процессами рудогенеза. Этими достижениями металлогенической науки созданы методологические и методические основы выделения и прогноза крупных металлогенических единиц (зон, подзон, рудных районов), что широко используется при составлении мелко- и среднемасштабных металлогенических и прогнозно-металлогенических карт.

Существенный вклад в развитие прикладной металлогении внесен исследовательскими коллективами ВИМСа, ВСЕГЕИ, ЦНИГРИ, а также разработками, выполнявшимися по инициативе А.А. Абдулина, М.Б. Бородаевской, Д.И. Горжевского, А.К. Каюпова, В.Н. Козеренко, К.А. Маркова, В.Т. Покалова, В.В. Попова, Д.В. Рундквиста, Г.В. Ручкина, А.Д. Щеглова, Г.Н. Щербы, Г.Ф. Яковлева [6, 10, 12, 16, 18, 20, 32, 33, 34] и других исследователей.

Основные концептуальные подходы к металлогеническим построениям, пути и направления развития металлогении в свое время были обстоятельно рассмотрены В.И. Смирновым [24]. Аналогичная попытка недавно предпринята И.И. Абрамовичем и И.Г. Клушиным [1]. Ана-

лиз обобщающих работ показывает, что целям прикладных металлогенических построений отвечают такие направления исследований, которые позволяют выявить зависимости и связи в системе "среда–руда" и на этой основе устанавливать позиции потенциально рудоносных локальных площадей.

Разработка и внедрение методов и методик локального прогноза имеют важнейшее значение в связи с массовым переходом к составлению Госгеолкарты-50 и широким проведением поисковых работ в экономически освоенных районах с высоким уровнем изученности, где главными объектами прогноза и поисков стали глубокозалегающие и скрытые месторождения.

При подготовке данной книги автор исходил из необходимости обобщения имеющихся методических разработок в области специальной металлогении по крупномасштабному и локальному прогнозу с целью систематизации наиболее перспективных и результативных методов и приемов прикладных металлогенических исследований. В основу книги положены работы по методике прогноза и поисков рудных месторождений, выполнявшиеся автором (лично и в соавторстве) в последние годы при формировании системы управления созданием и развитием минерально-сырьевой базы СССР. Значительное внимание уделено зарубежным разработкам, в первую очередь в области создания моделей месторождений как объектов прогноза и поисков. Давняя проблема "числа и меры" в геологии стимулировала автора к рассмотрению количественных методов прикладной металлогении на уровне общедоступных приемов оценок и расчетов. Обилие исходной информации потребовало ее сведения в табличные и графические формы, что определило справочный характер отдельных разделов. Особое внимание уделено прикладным методам прогнозных построений, разработанным на примере месторождений цветных металлов.

Глава I

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И КАТЕГОРИИ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Металлогения как наука о закономерностях возникновения и размещения в пространстве и времени месторождений полезных ископаемых в своих прикладных аспектах обеспечивает создание основ прогноза потенциально рудоносных площадей, оценку прогнозных ресурсов и выбор наиболее эффективных направлений работ по выявлению промышленно значимых скоплений рудного вещества. В зависимости от объектов и целей исследований металлогения разделяется на общую, региональную, историческую и специальную. Это разделение в достаточной мере условно в силу взаимопроникновения методов, приемов и положений различных разделов металлогении.

Теоретические основы металлогенических исследований создаются в рамках общей металлогении на базе установления главных закономерностей возникновения и размещения месторождений, выявления природы рудообразующих процессов, их связей и соотношений с другими геологическими процессами и их продуктами.

Региональная металлогения исследует закономерности пространственного размещения рудоносных площадей разного ранга и месторождений полезных ископаемых применительно к крупным геологически самостоятельным территориям, характеризующимся собственными режимами развития. Как часть региональной металлогении может рассматриваться металлогения рудных районов, исследующая аналогичные закономерности с большей детальностью и на существенно меньших площадях.

Главная задача исторической металлогении – исследование закономерностей проявления различных рудообразующих процессов в геологическом времени, определение специфики различных эпох и факторов, влияющих на распределение скоплений металлов во времени.

Специальная металлогения, используя приемы, методы и законы общей, региональной и исторической металлогении, исследует закономерности возникновения и размещения во времени и пространстве месторождений какого-либо одного металла либо группы металлов, находящихся в геологически устойчивых сообществах.

Закономерности возникновения и размещения месторождений в первую очередь зависят от природы созидающих их процессов. Понятия "рудонакопление", "рудогенез", "металлогенез" фактически являются синонимами более выразительного термина – "рудообразующий процесс".

Под рудообразующими процессами понимаются такие геологические процессы, при которых имеет место миграция рудообразующих компонентов со снижением их содержаний на одних и накоплением в других, как правило, локальных участках. Подобным явлениям концентрирования допустимо противопоставить процессы деконцентрирования, хотя последние фактически не исследованы и пока не выделены.

При любых трактовках природы рудообразующих процессов они в наиболее общем виде разделяются на три взаимосвязанных и сопряженных в пространстве и времени цикла: отделение рудного вещества от источника, перенос транспортирующими агентами, отложение в местах рудолокализации. Соответственно, любой процесс может быть описан системой, состоящей из трех элементов – источник, транспортирующий агент, месторождение, – каждый из которых обладает различными концентрациями рудного вещества при примерно одной и той же его массе в приведении к металлам либо элементам.

Содержания рудного вещества на разных отрезках рудообразующих процессов разделяются на исходные – в источниках и выносимые из них, промежуточные – в транспортирующих агентах, конечные – в рудах месторождений. Могут также выделяться и рассеянные концентрации (на путях транспортировки и в околорудном пространстве), отвечающие потерям вещества между источниками и рудными телами.

Источники рудного вещества выступают в качестве исходного звена рудообразующих процессов. В.И. Смирнов [26] источники рудного вещества разделяет на следующие группы: ювенильную, подкоровую, связанную с гранитной магмой; ювенильную, внутрикоровую, связанную с гранитной магмой; внемагматическую инфильтрационную, связанную с выведением вещества химически активными растворами из различных частей земной коры, включая и самые верхние.

Эволюция металлогенических обстановок в истории Земли естественно определяет изменение роли различных источников во времени и разные варианты их сочетания и количественных соотношений в геологическом пространстве.

А.И. Тугаринов, отмечая "вечную" миграцию рудного вещества в геологической истории, рассматривал в качестве его источника для месторождений ту ближайшую "остановку" в круговороте рудообразующих компонентов, которая предшествует их накоплению с обособлением в форме рудных тел. При таком подходе в круг источников вещества могут включаться и те его различные по концентрациям и масштабам скопления, которые возникали при металлогенических процессах, предшествовавших анализируемым. Концентрации подобного рода генетически могут быть связаны с ювенильными либо коровыми источниками, а в дальнейшем выступают в роли внемагматических.

Все это определяет принципиальную возможность множественности природы источников и многоступенчатости накопления рудного веще-

ства, в конечном итоге воплощаемого в месторождениях. Реализация такой возможности допустима при однонаправленном развитии геологических процессов в течение достаточно длительного времени при обеспечении последовательного накопления тех или иных компонентов, не прерываемого рассеиванием. В целом источники вещества могут разделяться как по возникновению (первоисточники), так и по состоянию на периоды, предшествующие рудоотложению (промежуточные источники).

Транспортирующие агенты, обеспечивающие перенос вещества от источников к областям рудонакопления, могут быть представлены магматическими расплавами, газово-жидкими водными растворами глубинного происхождения, захороненными водами древних осадков, поверхностными водами глубокой циркуляции, водами морей и океанов, атмосферными водами. Роль и значение каждого из типов агентов в рудообразовании определяются спецификой соответствующих геологических процессов. Пути передвижения транспортирующих агентов отвечают зонам повышенной проницаемости в земной коре и каналам миграции вод на поверхности и в приповерхностных частях земной коры.

В качестве областей рудонакопления рассматриваются участки земной коры либо ее поверхности, связанные с путями транспортировки, где вследствие изменения физико-химического состояния транспортирующих агентов происходит отделение от них рудообразующих компонентов с ростом концентраций и возникновением рудных тел.

Реализация рудообразующих процессов возможна лишь при энергетическом обеспечении взаимодействия между источниками, транспортирующими агентами и областями рудонакопления.

Источники энергии при рудообразовании в разных частях земной коры имеют различную природу. При прочих равных условиях энергия затрачивается на перемещение транспортирующих агентов и, соответственно, вещества от их источников к областям накопления. В качестве наиболее вероятного источника энергии при рудогенезе в земной коре В.И. Смирнов рассматривает тепловой поток Земли при локализации его на ограниченных участках в связи с тепловыми флюидопроводниками, фиксируемыми магматическими телами. При этом выделяются три модели процессов [25].

Эндотермальная модель соответствует глубинному источнику энергии, транспортирующих агентов и вещества. В экзотермальной модели при глубинном источнике энергии минерализованные растворы формируются за счет экзогенных вод, вовлекаемых в движение тепловым потоком (иногда с возникновением конвективных токов вод). Смешанная модель, характерная, вероятно, для большинства обстановок рудогенеза, допускает глубинную природу энергетического источника и смешанное происхождение минерализованных растворов, формирующихся за счет эндогенных и экзогенных вод.

Для целей металлогенического анализа существенное значение имеют

генетические, рудно-формационные и геолого-промышленные классификации месторождений.

Под генетическими типами месторождений понимаются такие их группы, которые независимо от состава руд обладают общими условиями возникновения, выраженными прежде всего в природе транспортирующих агентов, механизме и физико-химических обстановках рудонакопления.

Рудные формации – одно из базовых понятий современной металлогении. Эквивалентные им рудно-формационные типы месторождений определяются как группы месторождений и рудопроявлений, однотипных по элементному и минеральному составу руд и обстановкам нахождения, выраженным в устойчивых ассоциациях с определенными геологическими формациями (либо с их сочетаниями) и в структурных обстановках рудонакопления. Следовательно, для отражения единства геологических, рудных и метасоматических формаций необходимо введение общего понятия "металлогеническая формация".

Под геологической формацией (плутоногенной, вулканогенной, седиментогенной), вслед за известным определением Ю.А. Кузнецова, понимаются естественные сообщества пород, возникающие в определенной геологической обстановке или при соответствующих геотектонических режимах и отвечающие отдельным отрезкам развития того или иного участка земной коры.

Из многочисленных вариантов понимания и классификаций метасоматических формаций целям металлогенических исследований отвечает следующее определение: под метасоматической формацией понимается естественная ассоциация измененных пород, сопровождающих рудные тела определенного элементного и минерального состава.

Для сравнительно редких случаев постоянства связей различных по составу месторождений и сопровождающих их метасоматитов с одной и той же геологической формацией принято выделять ассоциации рудных формаций либо рудно-формационных типов месторождений. С другой стороны, рудные формации, обладающие близким элементным и минеральным составом руд, но ассоциирующие с различными геологическими формациями, объединяются в семейства. По особенностям состава и связей с геологическими формациями рудные формации могут подразделяться на субформации либо минеральные (минералого-геохимические) типы месторождений.

Геолого-промышленные типы месторождений выделяются с учетом современных требований горнодобывающей промышленности. Приоритет последних выдвигает на первое место такие признаки, которые характеризуют рудные тела и руды (морфология, состав, обогатимость, технологические свойства и т.д.). Естественно, эти признаки так или иначе связаны с природой рудообразующих процессов, зависящей от соответствующих геологических формаций либо их сочетаний. Тем не менее, рудно-

формационные и геолого-промышленные типы месторождений могут и не совпадать, особенно при общности промышленных характеристик объектов, находящихся в различных геологических обстановках.

Если рудно-формационные типы месторождений выступают в качестве главных объектов металлогенических исследований и регионального прогноза, то геолого-промышленная принадлежность месторождений приобретает все большее значение, начиная с крупномасштабных прогнозных построений.

Связи между рудными и геологическими формациями определяют принципы подхода к металлогеническому районированию и выделению рудоносных площадей разного ранга.

В работах коллектива исследователей ВСЕГЕИ [12, 20] показана целесообразность принятия в качестве базового пространственного таксона металлогенической (структурно-металлогенической) зоны – эквивалента структурно-формационной зоны. Последние образованы рядами родственных и сопряженных в пространстве и времени геологических формаций, возникших в течение определенного отрезка тектоно-магматического цикла при сходном либо близком режиме развития. В принципе, время становления структурно-формационной зоны, образованной 2–4 взаимосвязанными формациями, эквивалентно подстадии тектоно-магматического цикла.

В соответствии с изложенным, металлогенические области ограничиваются как группы структурно-формационных зон, образованных в рамках одной из стадий тектоно-магматического цикла. Металлогенические провинции объединяют группы разновременных металлогенических областей, принадлежащих к одному либо нескольким тектоно-магматическим циклам. Глобальные металлогенические единицы – планетарные металлогенические пояса – состоят из групп сопряженных геотектонических единиц, эквивалентных провинциям.

В пределах металлогенических зон выделяют рудные районы, занимающие площадь структурно-формационных подзон либо их отдельные части, а также рудные поля – структурно обособленные блоки подзон.

Эти подразделения в принципе не противоречат следующим категориям площадей распространения месторождений полезных ископаемых, предложенным В.И. Смирновым:

провинции полезных ископаемых (металлогенические провинции), отвечающие крупным участкам земной коры и охватывающие крупные геотектонические единицы на уровне геосинклинально-складчатых систем, частей платформы и дна мирового океана;

области полезных ископаемых, охватывающие части провинций и имеющие обычно характер металлогенических поясов либо бассейнов горючих и нерудных полезных ископаемых;

районы полезных ископаемых, эквивалентные узлам площадью в

сотни и первые тысячи квадратных километров, входят составными частями в области;

рудные поля, представляющие собой группы однотипных по происхождению, составу и структуре месторождений, обычно занимают площади от нескольких до десятков квадратных километров;

месторождения, состоящие из одного или нескольких тел полезных ископаемых:

рудные тела – локальные скопления природного минерального сырья, приуроченные к определенным структурно-геологическим элементам или комбинации таких элементов.

При выделении временных категорий металлогении за базисные принимаются разработки Е.Т. Шаталова и В.И. Смирнова. Временные единицы приведены в соответствии с тектоно-магматической периодизацией и масштабами проявления рудообразующих процессов, отраженными в разноранговых наборах металлогенических формаций. Группа металлогенических эпох эквивалентна группе тектоно-магматических циклов и охватывает время возникновения нескольких серий (группы серий) рудных формаций. Металлогеническая эпоха сопоставляется с тектоно-магматическим циклом и соответствует периоду возникновения серии рудных формаций. Этап рудогенеза описывает стадию тектоно-магматического цикла и эквивалентен времени образования группы рудных формаций. Фаза рудогенеза сопоставима с подстадией тектоно-магматического цикла и охватывает период возникновения ряда рудных формаций. Этап рудообразования эквивалентен отрезку подстадии и отвечает времени становления рудной формации.

Современные методы металлогенического и формационного анализа основаны на двух принципиальных положениях, имеющих характер законов: возникновении определенных геологических формаций при специфических для них режимах развития земной коры, т.е. в определенных геотектонических, палеотектонических и геодинамических обстановках; вхождении месторождений той или иной рудно-формационной принадлежности в качестве естественных составляющих в определенные геологические формации либо их сочетания. Формационные подходы, интенсивно развиваемые в металлогении, снижают остроту понятийной проблемы, возникшей вследствие разрыва между темпами разработки формационного анализа и созданием эквивалентной тектонической терминологии. Противоречия между традиционной "геосинклинальной" и "кайнотипной" (плитной) понятийной базой во многом снимаются при использовании для металлогенического районирования формационных категорий. Описание обстановок с помощью формаций в значительной мере устраняет неоднозначность и многовариантность тектонической интерпретации, возникающей при синтезе исходной информации исследователями различных школ и направлений.

Металлогенические карты как результаты специализированного геологического картографирования в графической форме отражают итоги металлогенического анализа – закономерности размещения металлоносных площадей разного ранга и продуктов рудогенеза. Как карты, так и исследования по их составлению должны обеспечивать выявление факторов и критериев выделения новых металлоносных площадей и рудных объектов, т.е. создание объективных основ для перехода к их прогнозу. Совмещение на одних и тех же картографических основах металлогенической нагрузки и прогнозных построений обеспечивает составление прогнозно-металлогенических карт. Собственно прогнозные карты нередко составляются в виде накладок к металлогеническим картам либо в качестве самостоятельных карт, совмещаемых по сквозным элементам нагрузки с другими картами необходимого для металлогенических построений комплекта.

Масштабы металлогенических карт определяются рангами объектов прогноза – потенциально перспективных площадей, размеры которых зависят от специфики рудно-формационных типов месторождений.

Основы металлогенических карт, как правило, специализируются в зависимости от главных факторов, определяющих позицию металлоносных площадей и рудных месторождений, а также отражающих природу и типы рудообразующих процессов.

Нагрузка металлогенических карт, кроме геологической информации, составляющей их основу, в общем случае включает контуры металлоносных площадей соответствующих рангов и продукты рудогенеза (месторождения, рудопроявления, точки минерализации), разделенные по рудно-формационной принадлежности и другим характеристикам. Прогнозные и поисковые признаки могут получать отражение как на металлогенической, так и на прогнозной карте. Последняя является результирующей, синтезирующей информацию специализированных геологических основ и металлогенической нагрузки. На подобных картах должны оконтуриваться площади следующих категорий: бесперспективные, с исчерпанными ранее перспективами, с неясными перспективами, перспективные по комплексу данных. Площади разделяются по степени перспективности и очередности поискового освоения с определением требуемых видов работ в рациональной очередности проведения.

При выборе видов работ учитывается поисковая изученность, а также необходимость перевода площадей с неясными перспективами в перспективные, а последних – в реально рудоносные либо (если прогноз неудачен) в бесперспективные. Очередность поискового освоения площадей определяется степенью их перспективности и масштабами ресурсов, которые могут быть выявлены в их пределах.

Определяющее значение для достоверности прогноза имеет выбор и обоснование прогнозных факторов и критериев. Очевидно, что макси-

мальная объективность подобного выбора обеспечивает наиболее высокий уровень достоверности прогнозных построений и выделения перспективных площадей.

Прогнозные факторы принадлежат по своей природе к трем различным группам. Первая группа – факторы, определяемые поисковой практикой (например, отражением месторождений в тех или иных аномалиях). Достоверность подобных факторов в значительной мере зависит от условий ведения прогноза и поисков. В частности, скрытые объекты могут не получать отражения в физических полях, хотя ранее, в других обстановках, они более или менее надежно фиксировались соответствующими аномалиями.

Вторую группу составляют факторы, следующие из наблюдаемых обстановок нахождения месторождений и закономерностей их размещения.

К третьей группе принадлежат факторы, определяемые концепциями рудогенеза и объясняющие природу и роль каждого из элементов рудообразующих процессов. Эти факторы практически отражают способ интерпретации тех или иных наблюдений, а в ряде случаев базируются на тех или иных допущениях, не всегда доступных для наблюдения и проверки. Максимальная объективность выбора факторов рассматриваемой группы обеспечивается лишь при учете возможно большего числа установленных закономерностей размещения металлоносных площадей и месторождений.

В целом, наибольшая достоверность прогнозных построений и карт обеспечивается в тех случаях, когда на базе наблюдаемых обстановок нахождения месторождений и факторов, определяемых прогнозной и поисковой практикой, формируются модели объектов прогноза и поисков. Проверки соответствия моделей генетическим концепциям с последующим обоснованием ведущих характеристик объектов прогноза и поисков и эквивалентных таким характеристикам факторов и критериев – таков при металлогенических исследованиях наиболее объективный путь создания геолого-генетических основ прогнозных построений.

Система оценки прогнозных ресурсов, используемая в СССР, учитывает необходимые соответствия между рангами пространственных металлогенических единиц и категориями ресурсов.

Общий минерагенический (металлогенический) потенциал оценивается для площадей, эквивалентных металлогеническим зонам. В таких оценках обосновывается принципиальная возможность обнаружения месторождений тех или иных рудно-формационных типов с предполагаемыми их масштабами. Ресурсы категории P_3 количественно отражают перспективы металлоносности потенциальных рудных районов либо известных рудных районов. При выделении перспективных площадей ранга рудных полей их ресурсы оцениваются по категории P_2. К категории P_1 относят ресурсы перспективных участков, эквивалентных потенциаль-

ным месторождениям, и рудных тел, о существовании которых имеется достаточная информация.

Металлогенический потенциал и прогнозные ресурсы – конечные результаты работ по прогнозированию, под которым понимается научное предсказание наличия на той или иной территории соответствующих объектов на основе известных закономерностей их возникновения и размещения в геологическом пространстве. Качественное прогнозирование – процедура выделения объекта с требуемыми свойствами (перспективной площади определенного ранга) из геологического пространства, не обладающего такими свойствами. Количественное прогнозирование – термин двойного пользования: выделение перспективных площадей количественными методами; количественная оценка ресурсов, прогнозируемых на установленных любыми другими методами перспективных площадях. Локальный прогноз отвечает задаче оконтуривания площадей с выявлением прогнозных ресурсов категории P_1, крупномасштабный – P_2, региональный – P_3.

Для реализации потенциала металлоносности используют прогнозно-поисковые комплексы, представляющие собой оптимизированные технологические схемы геологоразведочных работ всех стадий. Прогнозно-поисковые комплексы состоят из сочетания методов в рациональной очередности их постановки. Методы приводятся в соответствие с признаками объектов, подлежащих обнаружению на соответствующих стадиях и эквивалентных прогнозным ресурсам соответствующих категорий. Содержательная часть прогнозно-поисковых комплексов определяет требования к результатам и качеству геологоразведочных работ по стадиям, включая необходимые результаты в виде прогнозных ресурсов и запасов соответствующих категорий.

РУДООБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ

Рудообразование – накопление руд или металлов – одно из частных явлений, сопровождающих процессы формирования, становления и развития земной коры. Любой геологический процесс, имеющий вещественное выражение, – процесс миграции вещества, его распределения, рассеивания и концентрирования. Рудообразующие или металлогенические процессы могут рассматриваться как частные случаи породообразования или петрогенеза. Такой подход со всей очевидностью следует из определения руды как горной породы или минерального образования с определенным содержанием компонентов, относимых по техническим и технологическим требованиям к числу полезных. Генеральная тенденция развития минерально-сырьевой базы выражается как в расширении числа компонентов, принадлежащих к категории полезных, так и в переводе природных скоплений минерального вещества из пород в руды. Фактически рудооб-

разующие процессы вычленяются из других геологических процессов лишь по комплексу элементов, входящих в число полезных ископаемых на тот или иной период развития научно-технического прогресса.

Взаимосвязь собственно геологических и рудообразующих процессов прямо или косвенно отражена практически во всех генетических классификациях месторождений полезных ископаемых. В частности, это выражается в выделении месторождений эндогенной и метаморфогенной серий в известной классификации В.И. Смирнова; плутоногенных, вулканогенных, седиментогенных и метаморфогенных серий в некоторых других классификациях [20, 26]. Связи месторождений с определенными геологическими формациями и соответствующими геотектоническими режимами составляют основу классификационных схем ВСЕГЕИ [12, 20]. В зарубежных работах аналогичные подходы выражаются в выделении породно-рудных и литогенетических ассоциаций [37, 39].

Развитие в СССР формационных основ металлогении закрепило в качестве установленной закономерности вхождение месторождений в качестве естественных составляющих в определенные геологические формации либо в их сочетания. Этим признается принадлежность месторождений к продуктам тех или иных процессов, сопровождающих становлению соответствующих геологических формаций.

Для разработки проблемы рудообразующих процессов принципиальное значение имеют исследования Л.Н. Овчинникова [3] в области методологических основ создания генетических моделей рудных месторождений. Л.Н. Овчинниковым предложены подходы к составлению генетических формул месторождений из соответствующих сочетаний следующих главных генетических факторов и параметров:

А – глубинность зарождения геологического процесса, порождающего рудообразование;

Б – тип геологического процесса;

В – источник рудного вещества;

Г – источник рудообразующего раствора;

Д – источник энергии рудообразующего процесса;

Е – рудообразующий раствор ($Е_р$ – растворитель, $Е_ж$ – жидкое растворенное вещество, $Е_г$ – растворенный газ);

Ж – среда отложения;

З – механизм отложения;

И – зональность;

К – взаимодействие с вмещающими породами;

Л – термодинамическая обстановка рудоотложения.

Для характеристики рудообразующих процессов могут быть использованы факторы А–Д. С учетом того, что факторы А и Б взаимосвязаны и имеют формационное выражение как продукты определенных геологических процессов, эти факторы могут быть выражены в геологической

принадлежности того или иного рудообразующего процесса. Факторы Е–Л фактически описывают обстановку и условия рудоотложения, т.е. формирование рудных тел, как результирующее звено рудообразования. Соответственно, эти факторы, хотя и определяют характеристики рудообразующих процессов, должны быть отнесены к соподчиненным факторам, определяющим генетические модели рудонакопления в ограниченной части геологического пространства.

Представляется, что для общей группировки в первую очередь следует установить принадлежность рудообразующих процессов к определенной группе геологических процессов (серии – по генетическим классификациям): плутоногенной, вулканогенной, седиментогенной, метаморфогенной. Для каждой из этих групп необходимо выявить природу источников рудного вещества, транспортирующих агентов и энергообеспечения. Решающее значение имеет установление причин и механизма миграции рудного вещества и транспортирующих агентов от возможных источников к областям рудонакопления. Естественно, что каждый элемент и звено рудообразующего процесса, отраженные в изложенной схеме, при детализации применительно к каждому типу месторождений должны получать необходимые количественные характеристики. На такой основе могут быть созданы комплексные генетические модели месторождений с соблюдением принципов, предложенных Л.Н. Овчинниковым. Вместе с тем, для общей типизации рудообразующих процессов указанная детализация необязательна. Вероятно, тот или иной процесс рудогенеза, выделяемый по геологической обстановке, возможным источником вещества, определенным транспортирующим агентам, механизму переноса вещества, может иметь различные количественные характеристики (в том числе термодинамические) для разных полезных ископаемых. С другой стороны, предлагаемый подход выдвигает принципиальную для рудно-формационного и металлогенического анализа задачу определения роли в рудогенезе тех геологических формаций, с которыми ассоциируют скопления рудного вещества. Правильное понимание природы подобных ассоциаций имеет важное значение для металлогенических построений и теории рудогенеза, поскольку в истории рудной и поисковой геологии достаточно примеров неподтвержденных практикой интерпретаций пространственной общности определенных геологических и рудных образований. Прагматический, узкоутилитарный лозунг "ищи руду возле руды" возник, пожалуй, как защитная реакция на многовариантные объяснения геологических ситуаций с соответствующими поисковыми следствиями.

В качестве *плутоногенных* рудообразующих процессов выделяются такие процессы миграции и накопления рудного вещества, которые прямо или косвенно связываются с внедрением и становлением магматических (интрузивных) тел. Последние служат источниками энергообеспече-

ния рудообразующих систем с различными причинами и механизмами функционирования. По последнему признаку с учетом происхождения рудного вещества и его носителей выделяется несколько типов процессов.

Собственно магматогенные рудообразующие процессы предполагают изначальное вхождение рудного вещества в материнские расплавы и его перераспределение с накоплением в процессе разделения (дифференциации) магматических носителей (транспортирующих агентов). Последние на разных стадиях дифференциации исходного расплава одновременно выступают и в качестве промежуточных источников вещества, потенциал которых далеко не всегда может быть реализован в рудонакоплении. Участие в подобных процессах летучих компонентов, допускаемое многими генетическими моделями (особенно на поздних стадиях рудонакопления), не меняет их принципиальных черт. Главный механизм – обособление рудного вещества от силикатных составляющих магматического расплава при его дифференциации и кристаллизации – определяет существо магматогенных рудообразующих процессов. Причины разделения рудных и силикатных компонентов заключаются в дисбалансе термодинамических условий между областями зарождения магматических расплавов и местами их кристаллизации. В обширной петрологической литературе содержатся достаточно обоснованные объяснения природы такого рода разделений с соответствующими количественными расчетами.

Модели магматогенного рудообразования особенно интенсивно разрабатывались применительно к месторождениям сульфидных никелевых, медно-никелевых руд и платиноидов в расслоенных базит-гипербазитовых комплексах.

Модели рудонакопления для таких месторождений должны непротиворечиво объяснять следующие главные закономерности:

постоянство пространственно-временных ассоциаций рудных тел с интрузивными образованиями определенного состава и строения;

расположение рудных залежей в однотипных либо сходных частях разреза магматических тел;

зависимость геохимических характеристик руд от петрологических и петрохимических свойств соответствующих магматических пород;

наличие рудно-силикатных образований, состоящих из соответствующих промежуточных минеральных ассоциаций одного времени возникновения и свидетельствующих о пространственно-временной общности руд и пород.

Эти закономерности приводят к естественному выводу о том, что источниками рудного вещества и его носителями являются соответствующие магматические расплавы. Природа и пути отделения рудного вещества от такого рода материнских расплавов и механизм рудонакопления получают различную интерпретацию.

Первая группа моделей допускает, что разделение расплавов на рудную и силикатную составляющие имеет место в промежуточных магматических очагах либо на путях продвижения расплавов к местам их кристаллизации в форме магматических тел. Согласно таким моделям рудные расплавы и силикатные расплавы с остаточными концентрациями рудного вещества поступают в область рудонакопления разновременно. Внутрикамерная дифференциация силикатных расплавов сопровождается дополнительным рудонакоплением за счет обособления остаточных концентраций рудного вещества.

Вторая группа моделей основана на допущении поступления рудного вещества в зоны рудонакопления непосредственно из магматических камер, заполненных рудно-силикатными расплавами. Такие процессы, в частности, принимаются в качестве главных в модели гравитационного кристаллизационно-ликвационного расслоения расплавов, занимавшей господствующее положение в течение длительного периода.

Оценки баланса взаимодействующих масс для такой модели основаны на сравнении содержаний рудообразующих компонентов – исходных и остаточных в расплавах и конечных в рудах. Более грубые расчеты исходят из возможной пропорциональности отношений мощностей руд и пород надрудной части массива отношениям исходных и конечных содержаний.

5251

По ранее выполненным оценкам уровень преобладания масс источников над массой руд может превышать 10^3 [9]. В тех случаях, когда по реальным параметрам магматических и рудных тел устанавливается очевидный дисбаланс масс, допускается возможность поступления рудного вещества из продвигающейся над областью рудонакопления магматической колонны. Такую же направленность имеет допущение о дополнительных инъекциях магматических расплавов, предварительно обогащенных рудообразующими элементами.

Для решения проблемы дефицита либо дисбаланса масс применительно к сульфидным медно-никелевым месторождениям и месторождениям платиноидов Дж. Кэмпбеллом, А. Налдреттом и некоторыми другими исследователями [35] развивается плюмажно-конвекционная модель рудонакопления. В этой модели в качестве исходного положения принимется возможность прорыва дополнительных порций магматического расплава в определенные части расслоенных магматических тел (до их раскристаллизации) с возникновением плюмажей над осевой частью прорыва и зон турбулентно-конвективных токов расплава на флангах (рис. 1). Прохождение токов над областями рудонакопления со "сбросом" рудообразующих компонентов снимает проблему дефицита масс. Следует отметить, что размах по латерали таких плюмажно-конвективных систем геологическими наблюдениями не определен, чем ограничивается прогнозно-поисковое приложение рассматриваемой модели.

Для месторождений хромитовых руд Н.В. Павловым с соавторами

2–6849

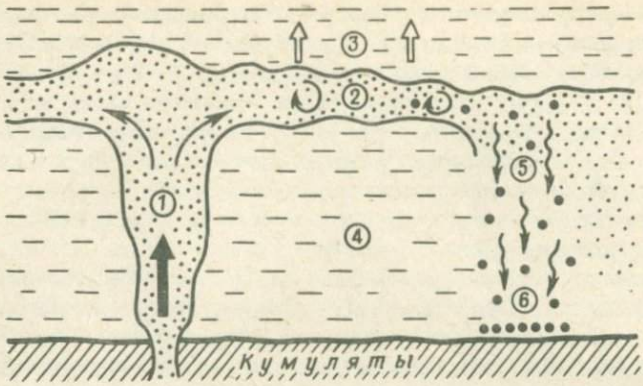


Рис. 1. Принципиальная схема формирования платиноносного рифа массива Стиллуотер. *По Дж. Кэмпбеллу, А. Налдретту, С. Барнесу* [35] *с упрощениями.*
При поступлении дополнительной порции магматического расплава (1) конвективные токи (2) приводят к охлаждению и разделению расплава с потерей тепла (3) в остаточном расплаве (4), возникает гибридный расплав, происходит гравитационная миграция оливина, сульфидов и металлов платиновой группы (5) и их накопление в виде рифа (6)

предложена многоступенчатая модель накопления рудного вещества при эволюции материнских магматических расплавов. В частности, в геосинклинальной обстановке выделяется несколько отрезков процесса: докристаллизационное гравитационное разделение расплава на силикатный и рудно-силикатный; кристаллизация силикатной составляющей с обособлением вкрапленных и шлировых скоплений хромшпинелидов; кристаллизация рудно-силикатного расплава с возникновением высококонцентрированных хромитов. Сегрегационно-магматические и ликвационно-магматические процессы рудонакопления могут реализоваться в зависимости от геотектонической обстановки на разных стадиях эволюции магматических расплавов.

В целом, независимо от принимаемых моделей рудонакопления, в магматогенных рудообразующих процессах расплавы выступают не только как источники рудного вещества и энергии, но и как транспортирующие агенты. Для реализации таких процессов требуются специфические условия, вызывающие нарушение равновесности рудоносных расплавов и обеспечивающие их разделение с максимальной интенсивностью и контрастностью.

Плутоногенно-гидротермальные (магматогенно-гидротермальные) ортогенетические модели рудообразования допускают вынос вещества из магматических тел их флюидными составляющими с реализацией процессов рудонакопления в самих интрузивных массивах либо в породах их рамы. В этой модели, отвечающей классической гидротермальной концепции, обеспечение рудо-

образующих систем энергией и веществом связывается с магматическими телами; в роли транспортирующих агентов выступают магматогенные флюиды. Ортогенетическая модель разработана во многих аспектах с высокой детальностью. Вместе с тем, вопрос обеспечения рудообразующих систем флюидными компонентами остается открытым. Существующее многообразие вариантов форм переноса рудного вещества не снимает давнюю проблему дефицита массы растворителя в таких рудообразующих системах.

Плутоногенно-гидротермальная рециклинговая (конвективная) модель рудообразования разработана при изучении штокверковых рудоносных систем, располагающихся в интрузив-надынтрузивных (околоинтрузивных) зонах. Развитию и принятию модели в немалой степени способствовали исследования изотопного состава вод флюидных включений, показавшие сравнительно ограниченную роль магматогенных растворов в рудообразовании.

В рециклинговых моделях в качестве центра рудообразующих систем и источников их энергообеспечения выступают штокообразные магматические тела. В формировании и становлении таких саморазвивающихся систем выделяются три главных процесса: трещинообразование в интрузив-надынтрузивных зонах, сопровождающее усадку магматических расплавов при их кристаллизации; выведение в эти зоны за счет вакуум-эффекта магматогенных флюидов; возникновение на периферии флюидного магматогенного плюмажа, в околоинтрузивном пространстве конвективных токов активизированных метеорных вод. В развитии систем существенная роль принадлежит явлениям вскипания магматогенных вод с возникновением трещин гидроразрыва и брекчиевых трубок. В качестве возможного стартового механизма рассматривается инициальный прорыв магматогенных вод из верхней части магматического тела в надынтрузивное пространство.

Очевидно, что для функционирования рециклинговых систем решающее значение имеют водонасыщенность пород интрузивной рамы и их проницаемость, влияющая на размах конвекционных ячей, скорость и длительность циркуляции вод. На фильтрационные свойства пород существенное влияние оказывает интенсивность трещинообразования в интрузив-надынтрузивных зонах. Трещинообразование в экзо- и эндоконтактовых частях системы характеризуется различной интенсивностью на разных временных отрезках. При этом с течением времени происходит постепенное "сжатие" системы за счет миграции зон трещинообразования вслед за расплавным центром, их перемещение из экзоконтактов в постепенно раскристаллизующиеся части магматического тела (рис. 2).

Магматогенные воды, инициирующие рециклинговый процесс, по мере удаления от штока смешиваются с метеорными. Последним принадлежит определяющая роль на поздних стадиях становления систем, когда они проникают и в интрузивный массив (рис. 3).

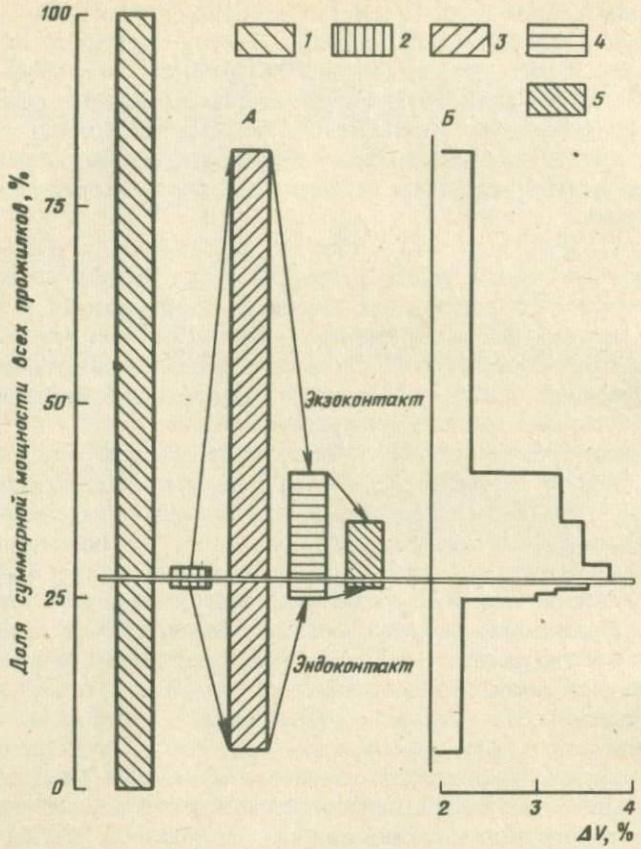


Рис. 2. Распределение прожилков в экзо- и эндоконтактовых зонах при штокверкообразовании на медно-порфировых месторождениях (*А*) и интегрированные значения приращения объема полостей ΔV по стадиям и подстадиям (*Б*). *По материалам В.С. Звездова и др.*

1 – общая мощность прожилков; *2–5* – мощность прожилков разновременных стадий: *2* – ранней, *3* – средней, *4* – ранней подстадии поздней стадии, *5* – поздней подстадии; стрелками показаны направления развития штокверковой системы от стадии к стадии

В рециклинговой модели рудообразующие компоненты не только поступают с магматогенными флюидами, но и заимствуются активизированными метеорными водами из пород интрузивной рамы и эндоконтактовых частей массивов. Очевидно, что в каждом элементарном токе вод в конвекционной ячее должны выделяться участки заимствования вещества (фланговые нисходящие и восходящие отрезки), его отложения (внутренние восходящие отрезки трещинных интрузив-надынтру-

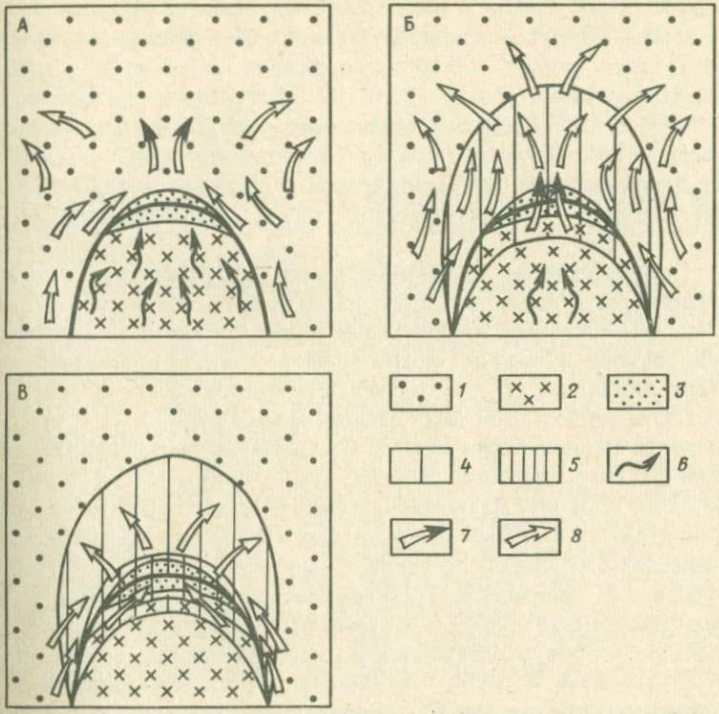


Рис. 3. Принципиальная схема стадийного формирования (А, Б, В) штокверковой системы на меднопорфировых месторождениях (комбинирования модель):
1 – породы интрузивной рамы, *2* – рудоносный порфировый интрузив; *3–5* – продукты штокверкообразования по стадиям: *3* – ранней (А), *4* – средней (Б), *5* – поздней (В); *6–8* – направления миграции рудообразующих и "отработанных" растворов: *6* – магматогенных, *7* – смешанных, *8* – метеорных

зивных зон) и увода разгруженных растворов (внутренние восходящие надынтрузивные отрезки). "Сжатие" конвекционных ячей при падении температур определяет центростремительное смещение метасоматических и рудных зон с возникновением элементов нисходящей температурной минералогической зональности.

Рециклинговые модели приложимы к широкому кругу объектов, продукты рудообразования на которых контролируются интрузив-надынтрузивными зонами.

Применимость указанных моделей оценена автором на основе типовых параметров медно-порфировых месторождений. Средние запасы этих месторождений (по разным отрезкам диапазона времени 200–0 млн лет) колеблются от 0,4 до 3,6 млн т. Приведенные данные позволяют принять в качестве базовой статистическую модель промышленного мес-

торождения, разработанную ранее Дж. Джеффроем и Т. Уинэллом [38] и характеризующуюся следующими параметрами: запасы меди в руде – $1{,}5 \cdot 10^6$ т, масса руды – $250 \cdot 10^6$ т, содержание меди в руде – 0,6%, площадь выхода рудного тела – $50 \cdot 10^4$ м^2, вертикальный размах оруденения – $2 \cdot 10^2$ м, площадь выхода интрузива – $25 \cdot 10^4$ м^2, суммарная площадь всех метасоматических зон в горизонтальном сечении – $2 \cdot 10^6$ м^2. Оценка приложимости ортогенетической модели требует сопоставления масс магматического расплава металла в руде и рудообразующих растворов.

По представлениям К. Бернэма и ряда других исследователей, распространенность рудоносных порфировых интрузивов на глубину может достигать $4 \cdot 10^3$ м. При субвертикальной ориентировке контактов и модельном значении площади горизонтального сечения объем магматического тела составляет 10^9 м^3, а его масса при плотности 2,7 т/м^3 равна $2{,}7 \cdot 10^9$ т. Отнесение к этой массе запасов меди в руде ($1{,}5 \cdot 10^6$ т) должно дать значение концентрации металла в расплаве, существовавшей до обособления рудного вещества. Но получаемое таким путем значение на уровне 0,05% (500 г/т) не подтверждается реальными геохимическими и петрологическими данными. Если допустить возможность увеличения сечения массива с глубиной до среднего значения 1 км^2, то потребуется четырехкратное уменьшение расчетных исходных концентраций меди, которые тем не менее превысят известные по крайней мере в два раза.

Масса растворов, участвующих в рудообразовании, оценивается через массу расплава и долю отщепляющихся от него флюидных фаз. В.И. Смирнов [25] допускает, что при кристаллизации гранитоидных расплавов высвобождается масса воды, эквивалентная 7% массы магматического тела. Значение последнего параметра при сечении рудоносного интрузива 1 км^2 составляет $10{,}8 \cdot 10^9$ т, а масса растворов $75{,}6 \cdot 10^7$ т. Отнеся к этой массе запасы меди модельного месторождения ($1{,}5 \cdot 10^6$ т), получим ее содержание в растворе около 0,2%, что противоречит данным экспериментальных исследований по растворимости меди в гидротермальных растворах. Приведенные оценки ортогенетической модели свидетельствуют о дефиците массы растворителя.

Эта проблема, возникшая в связи с классической гидротермальной концепцией, может быть устранена лишь при допущении, что рудоносные интрузивы достигают огромных размеров (сотни кубических километров), в первую очередь, за счет их весьма значительного распространения на глубину. Однако такое допущение исключается прямыми геологическими наблюдениями, геофизическими данными по глубинному строению многих рудных районов, а также давно известной приуроченностью месторождений к малым интрузиям.

Для оценки приложимости конвективной модели требуется определение значений ряда взаимосвязанных характеристик на основе параметров статистической модели меднопорфирового месторождения. В кон-

вективной модели должно обеспечиваться соответствие между ее объемом V и интегральным объемом циркулирующих в ней вод R:

$$Vp = Rn,$$

где p – проницаемость пород конвективной системы, n – число обменов вод в ней.

Интегральный объем вод, при плотности 1 г/см³ равный их массе, определяется через запасы меди в руде (M) и ее растворенные концентрации (k): $R = Mk$. Следовательно, $n = M/p.k.\ V$

Проницаемость пород конвективной системы, колеблющаяся по данным В.С. Звездова с соавторами от 0,3 до 1,9%, для упрощения расчетов может быть принята равной 0,5%. Растворимость меди в среднетемпературных гидротермальных растворах, по материалам Т. Сато, Е. Спунера, М. Соломона, Р. Ларджа и результатам изучения современных геотермальных систем, не превышает 0,0005% [9].

При указанных значениях p, k и объеме системы, определяемом по площади сечения всех метасоматических зон и вертикальному размаху системы [$(2 \cdot 10^6) \cdot (4 \cdot 10^3) = 8 \cdot 10^9$ м³], число обменов вод в ней должно составлять 7500. Объем вод, одновременно циркулирующих в системе, оценивается в $4 \cdot 10^7$ м³, что вероятно, составляет лишь часть вод, содержащихся в охваченном конвекционными токами пространстве.

По полученным характеристикам и параметрам системы рассчитываются скорость фильтрации растворов Ф, их дебит Д и приведенное количество В: $Ф = d \cdot n/T$; $Д = Ф \cdot S$; $B = \frac{R}{S \cdot T}$; где d – путь фильтрации растворов в сечении конвекционной ячеи, приблизительно равный ее периметру; T – длительность функционирования системы, принимаемая равной 10^5 лет (около $3 \cdot 10^{12}$ с); S – площадь фильтрации растворов, составляющая с учетом принятой проницаемости около $1 \cdot 10^4$ м².

Внешние и внутренние околоинтрузивные ограничения принимаются соответственно по нисходящей и восходящей ветвям потока. Ширина ячей определяется путем исключения сечения интрузива из сечения системы и составляет примерно $1{,}3 \cdot 10^3$ м. При высоте системы $4 \cdot 10^3$ м² периметр околоинтрузивной ячеи округляется до 10^4 м.

Из приведенных значений скорость фильтрации определяется в $2{,}5 \times 10^5$ м/с, а дебит – в $5 \cdot 10^{-1}$ м³/с. Отметим, что В.И. Смирновым [25] дебит растворов в жильных полостях, доля которых на медно-порфировых месторождениях весьма мала, оценивается в 2,5 м³/с, а скорость – в 1×10^{-2} м/с. Расчетное значение В определяется в $4 \cdot 10^{-2}$ м³/м² с, что близко к порядку приведенного количества флюидов в современных геотермальных системах [9].

Принятие во всех расчетах минимальных значений независимых переменных при определенных параметрах статистической модели медно-пор-

фирового месторождения позволило исключить оценки, принадлежащие к категории невероятных.

Оценки энергозатрат E на природные процессы концентрирования металлов в руде (от содержания C_1 до содержания C_2) возможны с помощью следующих выражений:

$$\Delta E = \frac{E_0}{C_1} - \frac{E_0}{C_1}; \quad \Delta E = E_0 \frac{C_2 - C_1}{C_2 \cdot C_1}.$$

В работе Н.Пейджа и С.Кризи значение E_0 для медных руд (48 кВт·ч на 1 т руды) определено как сумма всех энергозатрат на подготовку руды к металлургическому переделу (отпалку при добыче, транспортировку, дробление, обогащение, а также на дробление известняков и кальцинирование). Очевидно, что такое значение E_0 не отвечает энергозатратам на концентрирование меди.

Значение E_0 можно рассчитать как коэффициент пропорциональности между фактическими энергозатратами на обогащение и степенью концентрирования меди на конкретных предприятиях. Вариации расчетных значений, приведенных в табл. 1, естественно, отражают специфику технологических процессов и условия их реализации на разных предприятиях. Это не исключает возможности принятия округленного среднего значения 0,1 кВт·ч на 1 т руды для приближенной оценки энергозатрат на концентрирование (деконцентрирование) сульфидной меди в процессах рудонакопления. Очевидно, допущение того, что медь в сульфидной форме находится не только в рудах, но и в источниках и растворах, приводит к занижению оценок, поскольку при этом не учитываются энергозат-

Таблица 1

Расчет значений E_0 по фактическим энергозатратам на обогащение 1 т медных руд на некоторых зарубежных предприятиях

Месторождение (страна)	Содержание меди, %		Коэффициент концентрирования $(C_2-C_1)/C_2 C_1$	Фактические энергозатраты E, кВт·ч	Расчетные значения E_0, кВт·ч
	в руде C_1	в концентрате C_2			
Фелпс Додж (США)	0,83	22,2	116,0	13,6	0,117
Мамут (Индонезия)	0,76	25,0	127,6	17,4	0,136
Пайма (США)	0,50	26,0	196,2	19,7	0,101
Аитик (Швеция)	0,50	28,0	196,4	22,5	0,115
Оутукумпу (Швеция)	0,65	23,0	149,5	22,1	0,148
Коталахти (Финляндия)	0,29	29,6	341,4	25,1	0,074
Канада (среднее по обогащению)	0,56	26,4	172,4	13,1	0,076

раты на возможные переходы меди из силикатных соединений в хлоридные или комплексные, а затем в сульфидные.

Для перевода 1 т меди из пород конвективной системы (содержащих 0,005% Cu) в рудоносные растворы (с концентрацией меди 0,0005%) требуется энергозатрат $18 \cdot 10^3$ кВт·ч или $61{,}9 \cdot 10^3$ Дж ($15{,}48 \times 10^6$ ккал). Соответственно, энергозатраты на формирование массы руды (с содержанием меди 1 т и ее концентрацией 0,6%) из рудоносных растворов с концентрацией меди 0,0005% оцениваются в $20 \cdot 10^3$ кВт·ч, или $69{,}0 \cdot 10^4$ Дж ($17{,}20 \cdot 10^6$ ккал). Суммарный расход энергии на перевод 1 т меди в сульфидной форме из источника в руду составляет 136×10^3 Дж ($32{,}68 \cdot 10^6$ ккал). Эта энергия приходится на массу воды (которая осуществляет деконцентрирование и концентрирование 1 т меди), равную $2 \cdot 10^5$ т при содержании меди 0,0005%. Отсюда приведенные энергозатраты на 1 м³ растворов (при их плотности 1 т/м³) составляют 0,65 Дж/м³ (163,4 ккал/м³).

Полученные оценки энергозатрат могут быть сопоставлены с теплоотдачей магматических тел, служащих в конвективных системах источниками энергообеспечения. Методика расчета теплоотдачи интрузивов рассмотрена в работе В.И. Смирнова [25], согласно которой суммарная теплоотдача 1 м² поверхности магматического тела E_n определяется выражением

$$E_n = \frac{V}{3S}(F \cdot d_1 + c \cdot d_2 (T_1 + 2T_2 - 3T_3),$$

где V – объем массива, S – площадь его поверхности, F – скрытая теплота кристаллизации расплава 29,3 Дж/г (70 кал/г); d_1 – объемная масса расплава (2,4 г/см³), c – удельная теплоемкость гранита 103,7 Дж/(г град) (0,25 кал/(г град)), d_2 – плотность гранита (2,7 г/см³); T_1, T_2, T_3 – температуры (соответственно 1200, 800 и 100°С).

После вычислений и упрощений выражение приобретает вид $E_n = 309 \times 10^3\ 0{,}004R$ Дж/м³, где R – радиус магматического тела, составляющий для среднего его сечения в принятой модели (1 км²) около $0{,}6 \cdot 10^3$ м.

При этом значении теплоотдача с поверхности интрузива определяется в $740 \cdot 10^3$ Дж/м² ($18{,}5 \cdot 10^7$ ккал/м²). Приведение данного значения к длительности остывания массива 10^5 лет ($3 \cdot 10^{12}$ с) дает среднее значение теплового потока около $24{,}4 \cdot 10^2$ Дж/м²с ($6{,}1 \cdot 10^{-5}$ ккал/м²·с), или $25{,}5 \cdot 10^3$ Дж/см²·с ($16{,}1 \cdot 10^6$ кал/см²·с), что близко порядку значений теплового потока в современных геотермальных системах.

При принятых параметрах конвективной системы суммарный объем циркулировавших в ней растворов составляет $3 \cdot 10^{11}$ м³, а площадь поверхности интрузива, обеспечивающая теплоотдачу, – около $15 \cdot 10^6$ м². Приведя объем растворов к поверхности интрузива [$(3 \cdot 10^{11}) : (15 \cdot 10^6) = 2 \cdot 10^4$] и вычислив теплоотдачу 1 м² интрузива, можно определить

энергозатраты на 1 м³ растворов как 37,2 Дж/м³ ($9{,}25 \cdot 10^3$ ккал/м³), или $740 \cdot 10^3$ Дж/м² ($18{,}5 \cdot 10^7$ ккал/м²).

Полученное значение существенно превышает энергозатраты на концентрирование – деконцентрирование сульфидов меди 0,654 Дж/м³ (163,4 ккал/м³), оцененные выше. Эти различия могут быть объяснены расходом теплоотдачи не только на собственно рудоконцентрирующие процессы, но и на сопутствующие геологические явления (прогрев пород, их ороговикование и другие виды преобразований в экзо- и эндоконтактовых зонах).

Наряду с теплоотдачей с поверхности интрузивного тела поступление энергии в систему осуществляется и магматогенными водами, отщепляющимися от расплава на ранних стадиях его кристаллизации. Для возникновения рециклинговых систем немаловажное значение имеет прорыв магматогенных вод при вторичном вскипании с формированием в интрузив-надынтрузивных зонах брекчиевых тел. К. Бэрнем энергозатраты на брекчирование пород определил через давление расплава и приращение объемов при брекчиеобразовании с учетом различных соотношений расплавной, твердой и водной фаз. Энергозатраты на брекчирование пород интрузив-надынтрузивной зоной при вторичном вскипании в расплавах с содержанием воды 2,7% оценены в $3{,}77 \cdot 10^6$ Дж/т ($1{,}64 \cdot 10^{10}$ ккал/т), а энергия трещинообразования при декомпрессионных процессах – в $9{,}7 \times 10^3$ Дж/т расплава ($4{,}2 \cdot 10^{10}$ ккал/т).

Очевидно, что возникновение энергетических импульсов указанной интенсивности в интрузив-надынтрузивных зонах вызывает "раскачку" конвекционной системы и может рассматриваться как ее "стартовый механизм", или, по крайней мере, как активатор рециклинговых токов вод.

Изложенное показывает, что для конвективной системы с запасами меди $n \cdot 10^6$ т могут быть приняты следующие укрупненные характеристики: общий объем $n \cdot 10^9$ м³; проницаемость 10^{-3}; эффективный объем – $n \cdot 10^6 - n \cdot 10^7$ м³; периметр конвекционной ячеи в вертикальном сечении $n \cdot 10^4$ м; длительность функционирования $-10^5 - 10^6$ лет; число обменов вод в системе $n \cdot 10^3 - n \cdot 10^4$; дебит потока $n \cdot 10^{-1}$ м³/с; скорость фильтрации – $n \cdot 10^{-5}$ м/с; энергозатраты при рудообразовании – в приведении к 1 м³ растворы – $n \cdot 10$ Дж.

Таким образом, в плутоногенно-гидротермальных рециклинговых процессах рудообразования источники вещества и транспортирующих агентов имеют двойственную природу – магматогенную и внешинтрузивную при магматическом энергообеспечении рудонакопления.

К продуктам *вулканогенных* рудообразующих процессов принято относить скопления рудного вещества, находящиеся в тесных пространственно-временных ассоциациях с вулканическими породами. Роль вулканизма в рудообразовании определяется прежде всего возникновением различных по своей природе источников энергообеспечения рудообразу-

ющих систем, в формировании которых широко участвуют газово-жидкие транспортирующие агенты как глубокого, так и поверхностного происхождения.

Вулканизм, как геологическое явление, сочетает в себе как эндогенные, так и экзогенные процессы. Соответственно, продукты рудонакопления могут иметь эндогенную, эндогенно-экзогенную и собственно экзогенную природу. Так, например, месторождения сульфидных медно-никелевых и никелевых руд, ассоциирующие с коматиитовым вулканизмом, отвечают плутоногенной, собственно магматической модели рудонакопления. С другой стороны, скопления пеплового материала, оксидов железа и алюминия, поступающих из областей активного вулканизма в прилегающие водные бассейны, обладают всеми главными признаками седиментогенного рудообразования. Вследствие этого далеко не всегда удается выделить вулканогенные рудообразующие процессы "в чистом виде".

Вулканогенная гидротермальная ортогенетическая модель рудонакопления в принципе не отличается от аналогичной плутоногенной модели. Пространственно-временные связи руд с субвулканическими интрузиями объясняются так же, как и их связи с более глубинными магматическими телами. Вместе с тем, в реальных геологических обстановках часты прямые переходы от субвулканических тел к гипабиссальным интрузивам. С другой стороны, многие рудоносные малые интрузии далеко не всегда удается с уверенностью относить к продуктам плутонизма, вулкано-плутонизма либо вулканизма.

Отнесение гидротермальных ортогенетических рудообразующих систем к вулканогенным имеет наибольшее обоснование в тех случаях, когда рудовмещающие трещинные структуры имеют вулканогенную природу – радиальные и кольцевые трещины кальдерно-кратерных сооружений и т.п. Вторая группа признаков – специфические характеристики руд, отражающие приповерхностные либо малоглубинные условия их возникновения.

Вулканогенная гидротермальная рециклинговая модель субмаринного рудонакопления начала разрабатываться со времени обнаружения сульфидоносных илов во впадинах дна Красного моря. В дальнейшем соответствующие расчеты и построения выполнялись для месторождений колчеданного семейства, а также для скоплений сульфидов на современном океаническом дне. В последней ситуации рециклинговые рудообразующие системы связываются с интенсивными тепловыми потоками в зонах спрединга и океанических рифтов. Такие системы, образованные ячеями конвективных токов вод с нисходящими и восходящими ветвями, при достаточной длительности функционирования обеспечивают выщелачивание рудообразующих элементов из океанических базальтов и накопление сульфидов и окислов на границе порода–вода над выводными каналами и на некотором удалении от них (рис.

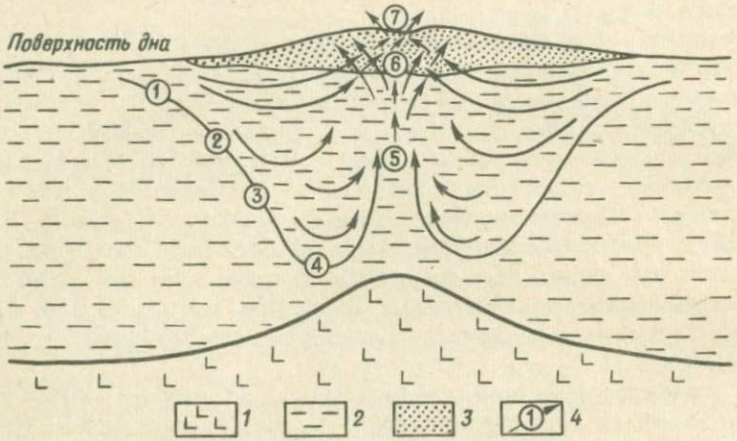


Рис. 4. Внемасштабная принципиальная схема формирования субмаринных колчеданных залежей по рециклинговой модели. *По Р. Хатчинсону, У. Файфу, Р. Керришу* [*40*]:
1 – источник тепла (магматический очаг), *2* – вулканогенные и осадочно-вулканогенные толщи дна бассейна, *3* – зона рудонакопления, *4* – направления циркуляционных потоков растворов (цифры в кружках): 1 – возникновение пирита и магнетита при восстановлении сульфат-иона и реакциях с железосодержащими силикатами, 2 – выщелачивание металлов из породообразующих минералов и перенос в форме металл-хлоридных комплексов, 3 – диссоциация воды и реакции с железосодержащими силикатами с формированием магнетита и высвобождением водорода, 4 – возникновение восстановленного флюида за счет водорода и углерода 5 – углерод-углеводородные обменные реакции с возникновением восстановленного флюида высокой солености, *6* – формирование метасоматитов и прожилковых сульфидных руд, 7 – отложение сплошных сульфидных руд на выходе растворов к границе "донные отложения – морская вода"

4, 5). Экстраполяция этой базовой модели сульфидонакопления привела Ж. Франшете с соавторами к заключению о том, что осевые зоны расширяющихся океанических хребтов являются "заводами" по концентрированию металлов.

Для возникновения рециклинговых систем необходим интенсивный тепловой поток, повышенная проницаемость пород, допускающая сообщение зон поглощения вод с зонами их вывода, а также достаточно значительный объем вод, обеспечивающий питание и функционирование системы. Очевидно, что эти условия могут возникать и вне "надспрединговых" обстановок, что, в частности, следует из расчетов рециклинговой модели, выполненных Л. Кэтлесом. Весьма существенно, что процессы субмаринного рудогенеза могут приводить к возникновению массивных

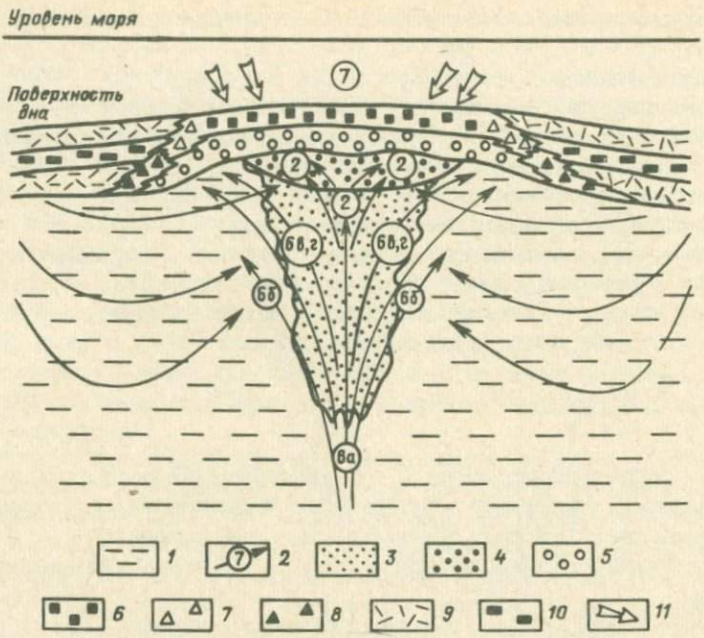


Рис. 5. Выводной канал и зона рудонакопления (деталь рис. 4, участок 6–7):
1 – вулканогенные и осадочно-вулканогенные толщи; *2* – направления циркуляционных потоков растворов; *3* – зона прожилково-вкрапленных руд (пирит-пирротин, халькопирит-пирит-пирротин, сфалерит) и гидротермально-метасоматических изменений; *4–6* – массивные руды: *4* – халькопирит-пирротиновые, *5* – галенит-сфалеритовые, *6* – пиритовые, *7* – участки деформаций неконсолидированного сульфидного материала; *8* – рудокласты; *9* – синрудные отложения; *10* – железосодержащие осадки; *11* – направления движения сульфат-ионов. Цифры в кружках: 6а – падение давления со вскипанием, фреатические эксплозии и брекчирование; 6б – обменные реакции при смещении более глубинных потоков восстановленных растворов с окисленными сульфатсодержащими рассолами верхних зон циркуляции, *6 в, г* – отложение моносульфидов и дисульфидов железа, халькопирита и кремнезема в трещинах метасоматические изменения пород при обменных реакциях с флюидами

руд лишь в тех случаях, когда потоки гидротермальных растворов не подавляются поступлением литогенного материала.

При иных обстановках имеет место обогащение рудным веществом накапливающихся толщ пород с возникновением прожилково-вкрапленных руд, охватывающих те части разреза, которые эквивалентны времени существования рудообразующих систем.

Применительно к колчеданным месторождениям Кипра Е. Спунер выделяет следующие главные составляющие рудообразующего реци-

клингового процесса (конвекционной палеогидродинамической системы):

рабочий флюид – морская вода;

источник рудного вещества – основные лавы океанического дна;

пути продвижения растворов – межподушечное пространство, трещины и зоны дробления в основных лавах;

источник энергообеспечения конвекционной системы – магматический расплав, предположительно массив габбро;

механизм отложения сульфидов – выпадение из восходящих растворов при их реакциях с придонными морскими водами.

Как известно, конвекционный поток может возникать при повышении критических значений числа Рэлея P:

$$P = \frac{K \cdot \beta \cdot \Delta T \cdot g \cdot H}{K \cdot V},$$

где k – проницаемость среды, β – коэффициент объемного расширения, ΔT – разность температур в поперечном сечении проницаемого слоя; g – ускорение силы тяжести; H – мощность проницаемого слоя; K – тепловая проводимость проницаемой среды; V – кинематическая вязкость флюида.

Для рудообразующей системы кипрских колчеданных месторождений Е. Спунером приняты следующие значения: K – от 40 до 10^2 мкм^2, $\beta = 10^{-3}$ град, $\Delta T = 450^\circ$C, g = 10 см/с^2, H = 2 км, $K = 5 \cdot 10^{-3}$ см/с, V = =1,5·10^3 см^2/с. При разных вариантах проницаемости расчетные величины P (от 6·10^3 до 1,2·10^6) намного превышают критические значения. Длительность рудоотложения оценены в 10^5 лет при дебидебитом геотермальных систем Новой Зеландии М. Соломоном аналогичные оценки выполнены для ряда других месторождений колчеданного семейства, что позволило оценить долю извлечения металлов из пород конвекционных ячей и размеры последних.

Автором определены основные параметры конвекционной схемы рудогенеза применительно к металлоносным илам Красного моря, обладающим во впадине Атлантис-II массой 85·10^6 т. Здесь запасы цинка составляют 2,9·10^6 т при содержании 3,4%, запасы меди – 1,06·10^6 т (1,3%), запасы свинца – 0,085·10^6 (0,1%). При отношении масс флюид/руда равном 10000:1 масса растворов, обеспечивающих рудоотложение, должна составлять 85·10^{10} т (в приближенном объемном выражении 1××10^{12} м^3). При числе обменов вод, равном 1·10^4, масса воды одновременно находившейся в системе, составит 85·10^6 т (1·10^6 м^3). Объем пород, содержащих эту массу вод при проницаемости 1%, составит 1××10^{10} м^3, что приближенно отвечает массе 3·10^{10} т. Нормированием приведенных выше запасов металлов на эту массу пород оцениваются суммарные вынесенные концентрации (Zn 97, Cu 35, Pb 2,8 г/т).

При увеличении на порядок требуемого объема растворов (что эквивалентно снижению на порядок концентрации в них рудообразующих компонентов, принятых выше по максимальным значениям) объемы промываемых пород оказываются сопоставимыми с параметрами конвекционных ячей современных геотермальных систем, а выносимые концентрации получают значения существенно ниже кларковых. Этот вариант оценки сопоставим с данными Е. Спунера по кипрским месторождениям, где конвекционная ячея объемом $35 \cdot 10^{10}$ м^3 (массой $1{,}05 \times 10^{12}$ т) характеризуется выносимыми концентрациями меди на уровне 1,5–4,5 г/т. Близкие значения получены М. Соломоном для месторождения Розбери, для которого из конвекционной ячеи объемом $2 \cdot 10^{11}$ м^3 (массой около $6 \cdot 10^{11}$ т) вынесены концентрации Zn 12, Pb 6, Cu 0,3 г/т. Отсюда следует возможность принятия среднего уровня выносимых концентраций основных рудообразующих компонентов на уровне 10% кларковых содержаний.

Исходя из приведенных расчетов, попытаемся определить некоторые количественные характеристики процесса накопления 10 млн т колчеданно-полиметаллических руд, состоящих из галенита, сфалерита, халькопирита и пирита. В качестве источника примем породы с кларковыми содержаниями Pb, Zn, Cu и выносимыми содержаниями (10% кларковых) Pb 1,6, Zn 8,2 Cu 4,7 г/т. При полной реализации этих содержаний в рудах с запасами 10 млн т запасы металлов и их содержания в руде составят – Pb 0,16 млн.т и 1,6%, Zn 0,83 и 8,3 Cu 0,47 и 4,7. Пересчетом через принятый минеральный состав руд запасы Fe определяются в 3,8 млн т при содержании 38%, запасы серы – в 4,7 млн т при содержании 47%.

Через выносимые концентрации масса источника определяется в 1×10^{11} т, а объем примерно в $3{,}5 \cdot 10^{10}$ м^3. Объем растворов, одновременно находящихся в промываемых породах, при их проницаемости в 1% составляет $3{,}5 \cdot 10^8$ м^3. При минимальной растворимости Zn на уровне 1 г/т рудонакопление в принятых масштабах обеспечивается примерно $2{,}5 \cdot 10^3$ оборотами вод указанного объема. Тогда расчетные концентрации в растворах остальных компонентов составят: Pb 0,2, Cu 0,6, Fe 4,6, S 5,7 г/т. Принятие растворимости Zn на уровне 2,5 г/т определяет уменьшение числа оборотов вод до 1000 и рост концентраций других компонентов до следующих округленных величин: Pb 0,5, Cu 1,5, Fe 11,5, S 14,25 г/т. Отметим, что Т. Сато обосновал следующие концентрации компонентов в модельных рудообразующих растворах для месторождений Куроко: Zn1,1 – 7,3, Pb 0,03 – 0,2, Cu 1,1 – 5,4, Fe – до 38, $S_{общ}$ – 90–440 г/т.

В целом как приведенные значения концентраций, так и другие количественные характеристики конвекционных систем не принадлежат к числу нереальных либо невероятных, что допускает приложимость подобных моделей рудогенеза к месторождениям колчеданного семейства.

Таблица 2

Основные минералы-новообразования, возникающие при реакциях морской воды с базальтами. По расчетным данным М. Рида [45], Д.В. Гричука, М.В. Борисова и Г.Л. Мельниковой

Температура, °С (величина отношения "вода–базальт")	Хлориты	Эпидот	Альбит	Пирит	Ангидрит	Гематит	Тальк	Номер ассоциации
150 (333, 100, 33); 200 (166, 77, 33)	x	–	–	–	x	x	x	1
250 (43)	x	x	–	–	x	x	x	2
250 (23)	x	x	–	–	x	x	x	3
250 (9)	x	x	x	x	–	–	–	4
300 (333, 97)	x	–	–	x	x	x	–	5
300 (32, 22)	x	x	–	x	x	x	–	6
300 (16)	x	x	–	x	–	x	–	7
300 (14)	x	x	–	x	–	–	–	8
300 (10, 7)	x	x	x	x	–	–	–	9
300 (5); 350 (4, 3, 2)	x	x	x	–	–	–	–	10
300 (3); 350 (6)	x	x	x	–	–	–	–	11

Единственное условие реализации таких рудообразующих процессов – наличие систем циркулирующих разогретых морских вод, включая области их разгрузки, а источником вещества могут служить любые по составу породы, промываемые подобными потоками.

Качественные и количественные характеристики субмаринных рециклинговых систем рассмотрены многими исследователями. Последующее развитие эта модель получила при разработке количественных аспектов взаимодействия морской воды с океаническими базальтами. Так, в работе М. Рида [45] на основе расчетных данных оценено распределение рудо- и породообразующих элементов и минеральных фаз между водой и базальтами при их различных количественных соотношениях. Д.В. Гричуком, М.В. Борисовым и Г.Л. Мельниковой проведено моделирование взаимодействия системы "вода–базальт" на нисходящих и восходящих

Таблица 3

Распределение минеральных ассоциаций по зонам изменений основных вулканитов на колчеданных месторождениях Урала

Зоны и их мощность	Наиболее распространенные минеральные ассоциации	Номера близких ассоциаций в табл. 2
Внутренние (100–200 м)	Пирит-хлорит; пирит-кварц-хлорит; ангидрит-пирит-кварц-хлорит; пирит-парагонит-хлорит; пирит-парагонит-кварц-хлорит; пирит-тальк-кварц-хлорит; кварц-гематитовые желваки	1,5
Промежуточные (300–500 м)	Пирит-кварц-альбит-хлорит; пирит-карбонат-кварц-альбит-хлорит	–
Внешние (0,5–1,0 км)	Пирит-кварц-эпидот-альбит-хлорит; пирит-карбонат-кварц-эпидот-альбит-хлорит; хлорит-кварц-эпидот (с пиритом и гематитом)	4,6–8
Зеленокаменно-измененные породы (фон)	Кварц-уралит-пироксен-альбит-хлорит; кварц-эпидот-уралит-пироксен-альбит-хлорит (нередко с гематитом)	–

ветвях конвективных систем по принципу функционирования сопряженных проточных автоклавов. Результаты этих исследований позволили определить условия возникновения ряда минералов, в том числе и таких, которые выступают в качестве индекс-минералов в околорудноизмененных базальтах (табл. 2).

Сравнение данных моделирования с природными минеральными ассоциациями, развитыми в околорудном пространстве, позволяет уточнить некоторые характеристики конвективных рудообразующих систем.

Результаты изучения зональности минеральных новообразований, развитых в колчеданоносных основных вулканитах Южного Урала, обобщены в табл. 3. Для проводимого сопоставления наибольшее значение имеют безальбитовые и безэпидотовые ассоциации, характерные соответственно для внутренних и промежуточных зон преобразований. Сравнение табл. 2 и 3 позволяет установить, что такие ассоциации соответствуют высоким значениям отношения вода: порода в исследованном диапазоне температур. С учетом температурных условий современного субмаринного сульфидообразования в качестве аналога природных минеральных ассоциаций внутренних зон может быть принята ассоциация 5 (см. табл. 2) с соотношением вода: базальт, близким к 100. Безэпидотовые альбитсодержащие ассоциации промежуточных зон расчетными данными не получены, что не позволяет оценить соответствующие отношения

вода: порода. Ассоциации внешних зон сопоставимы с расчетными ассоциациями 4,6–8 (см. табл. 2), из которых первая ассоциация (4) с соотношением вода: базальт, близким к 10, широко распространена. Аналоги минеральных ассоциаций "фона", т.е. зон начала фильтрации нисходящих потоков еще неразогретых морских вод, в цитируемых работах не рассчитывались.

Отношения вода: базальт могут быть использованы для оценки возможных размеров внутренних зон (восходящих потоков) через размеры внешних и "фоновых" зон, а также для определения скоростей потока в различных зонах рециклинговой системы.

Различия в значениях отношений вода: порода, определяющие состав минеральных новообразований, могут интерпретироваться как следствие взаимодействия одной и той же массы циркулирующих вод с разными массами пород, зависящими от мощностей соответствующих зон фильтрации как на нисходящих, так и на восходящих ветвях потоков.

Отсюда следуют выражения

$$M_в = n_1 M_1;$$
$$M_в = n_2 M_2;$$
$$n_1 \cdot M_1 = n_2 M_2,$$

где $M_в$ – масса вод; M_1 и M_2 – массы породы в различных зонах; n_1 и n_2 – отношения вода: порода в соответствующих зонах.

При принятии кругового сечения конвекционной ячеи для двух смежных зон получаем следующее выражение:

$$n_1 \pi R_1^2 H_1 d_1 = n_2 \pi (R_2^2 - R_1^2) H_2 d_2,$$

где R_1 и R_2 – радиусы внутренней и внешней зон соответственно; d_1 и d_2 – плотности пород в этих зонах; H_1 и H_2 – высоты конвекционной ячеи.

При условии равенства вертикального размаха конвекционной ячеи и плотностей пород в разных зонах уравнение может быть приведено к виду

$$n_1 R_1^2 = n_2 (R_2^2 - R_1^2).$$

Для четырех последовательно расположенных зон

$$n_1 \cdot R_1^2 = n_2 (R_2^2 - R_1^2) = n_3 (R_3^2 - R_2^2 - R_1^2) = n_4 (R_4^2 - R_3^2 - R_2^2 - R_1^2).$$

По выражению оценено значение отношения вода : порода в промежуточной зоне (см. табл. 3), для минеральных ассоциаций которой отсутствуют экспериментальные данные. При радиусе внутренней зоны, равном 100 м, для промежуточной зоны радиусом 500 м и отношение вода: порода составляет около 20. Эти значения использованы для оценки радиуса внешней зоны, для которой отношение вода: порода принято

равным 10. Расчетное значение радиуса составляет 830 м, что меньше фактического. Расхождение можно объяснить тем, что в расчетной модели принято круговое сечение конвекционной ячеи, а конфигурация природных зон скорее эллиптическая.

Приведенными данными определяются возможности приложения простых расчетных схем для определения позиции и размеров зон восходящих потоков по положению и размерам зон нисходящих потоков и промежуточных зон. Исходными данными для решения этой задачи служат значения мощностей указанных зон и соотношений вода: порода, определяемые по минеральным новообразованиям на основе расчетных и экспериментальных данных.

Поскольку количество сульфидных руд, накапливающихся над выводными каналами, зависит от размеров конвекционных ячей, на базе приведенных расчетных схем возможна оценка не только позиции рудных тел, но и их масштабов как в обстановках современного сульфидообразования, так и применительно к обстановкам колчеданообразования в геологическом прошлом.

Геохимические характеристики возникающих скоплений рудного вещества, в первую очередь отношения основных рудообразующих элементов, по рециклинговой модели должны отражать состав пород, слагающих конвекционные ячеи, что установлено для месторождений, находящихся в различных формационных обстановках.

Специфика субмаринных процессов рудонакопления по рециклинговой модели выражается в изобилии рабочего флюида – морской воды, насыщающей придонные отложения и заполняющей соответствующие бассейны. Значительные величины столбов воды в последующих препятствуют явлениям вскипания рудоносных растворов и рассеивания рудного вещества.

При рециклинговой модели рудонакопления приуроченность скоплений рудного вещества к определенным частям разреза рудоносных формаций пока не получила всестороннего объяснения. Можно лишь предполагать, что тепловой поток, вызывающий конвективные токи вод, достигает соответствующей интенсивности на определенных стадиях вулканизма. В частности, для месторождений колчеданного семейства установлена приуроченность пиков рудоотложения ко времени появления вулканитов кислого состава. Не исключено, что и рециклинговые системы могут быть связаны с очагами кислых расплавов, располагающимися существенно ближе к поверхности, чем мантийные выплавки.

Вулканогенно-сублимационные процессы рудонакопления, характерные для кратерных зон современных вулканов, обычно не сопровождаются возникновением значительных масс руды. В продуктах вулканизма геологического прошлого подобные скопления вещества в значительных масштабах достоверно не установлены.

Вулканогенно-седиментогенное накопление рудного

вещества связанное с его экстракцией при поверхностном выщелачивании продуктов извержений и излияний в прилегающие бассейны, широко описано в областях современного вулканизма. Подобные процессы принадлежат к вулканогенным по природе источникам вещества, тогда как обстановки его накопления отвечают седиментогенным условиям.

Седиментогенные рудообразующие процессы, лишь отчасти охватывающие собственно экзогенное рудонакопление, отличаются широким разнообразием механизмов обособления, транспортировки, и отложения рудного вещества.

Модели седиментогенного остаточного рудонакопления в классическом выражении отвечают обособлению рудообразующих компонентов от их первичных носителей в экзогенных условиях с накоплением на месте либо с ограниченным переносом.

Седиментогенное осадочное рудонакопление с различными формами переноса и отложения вещества (механические, химические, биохимические осадки) реализуется при наличии в разрушаемых породах рассеянных концентраций за счет обособления и транспортировки экзогенными агентами. Наиболее значительные по массе скопления вещества возникают в океанических и морских бассейнах при химических и биохимических процессах.

Широкомасштабные процессы накопления рудного вещества характерны для седиментогенных обстановок, характеризующихся накоплением обломочных и карбонатных пород, преимущественно в зонах сопряжения континентальных и прибрежно-морских условий осадконакопления. Терминологию рудообразующих процессов, как и их модели трудно считать устоявшейся. В наиболее общем виде модели рудонакопления в указанных условиях можно отнести к седиментогенно-гидрогенным. Существо процесса раскрывают также и определения "осадочно-диагенетические", "пластово-инфильтрационные".

Подобные модели исходят из того, что стратиформные либо стратоидные рудные тела занимают строго определенное положение в палеофациальных рядах, ассоциируют с ограниченными наборами фаций обломочных либо карбонатных пород, находятся на участках специфического палеогидрогеологического режима и обладают отчетливо выраженной латерально-вертикальной рудной зональностью фациального характера. Независимо от причин, вызывающих такие процессы рудообразования, их механизм связывается с заимствованием вещества из пород рудоносных формаций, его перемещением вместе с водами по проницаемым пластам и накоплением на различных по происхождению и составу барьерах.

Рассматриваемые модели интенсивно разрабатывались для месторождений типа медистых песчаников и сланцев, для свинцово-цинковых в карбонатных толщах, а также для урановых пластово-инфильтрационного либо роллового типов.

В гидрогенных моделях рудообразования применительно к месторождениям медистых песчаников и сланцев в качестве источников вещества принимаются толщи осадков, подстилающие рудные тела, а роль транспортирующих агентов отводится водам, содержащимся в этих нелитифицированных отложениях.

Причины миграции таких вод, поставляющих рудное вещество, в зоны рудонакопления, получают различные объяснения.

В модели А. Ренфро, уточненной У. Гарликом, допускается смешение восходящих потоков минерализованных континентальных вод с погребенными водами, отжимаемыми при усадке отложений и мигрирующими по восстанию соответствующих пластов.

А.М. Лурье и рядом других исследователей показано, что сульфиды меди развиваются по сульфидам железа, возникающим за счет бактериальной сульфат-редукции. Этим обосновывается не только существование сероводородных зон, но и определенный временной разрыв между временем образования синседиментационных сульфидов железа и рудообразующих минералов медистых песчаников. А.М. Лурье допускает возможность фильтрации металлоносных вод как по пластам нелитифицированных отложений, так и по проницаемым зонам со стороны континента. По его данным, содержание меди в растворе – 10 г/т, а скорость фильтрации от 0,6 до 1 см/сут.

Модели гидрогенного возникновения месторождений типа медистых песчаников и сланцев учитывают закономерное размещение оруденелых горизонтов между красноцветами лежачего бока и эвапоритами висячего, а также приуроченность рудоносных фаций к зонам сопряжения морских бассейнов с палеоподнятиями. Соответственно, красноцветным толщам отводится роль источников рудного вещества, а в качестве транспортирующих агентов рассматриваются подземные воды, находящиеся в нелитифицированных отложениях, либо воды проницаемых горизонтов прилегающих континентальных поднятий. Зоны рудонакопления отождествляются с сероводородными либо органогенными восстановительными барьерами придонных частей окраин бассейнов.

Любые варианты гидрогенных моделей требуют объяснения причин и направлений миграции металлоносных вод. В модели формирования медистых песчаников и сланцев, предложенной А. Ренфро и уточненной У. Гарликом, допускается смешение в зоне рудоотложения двух потоков вод – минерализованных континентальных и отжимаемых по восстанию пластов из нелитифицированных отложений при их усадке. Поступление вод интенсифицируется процессами испарения, а также суточными, сезонными и эпейрогеническими колебаниями уровней бассейнов и подземных вод. Рудонакопление связывается с существованием в лагунных условиях сероводородных и органогенных восстановительных барьеров.

Интенсивность рудонакопления при испарении метеорных вод, рас-

Таблица 4

Содержания рудообразующих элементов в хлоридных растворах при взаимодействии с обломочными породами различного состава. По материалам *Д. Хэйнеса* (1987 г.)

Порода	Содержание, г/т					
	Ag	Co	Cu	Mn	Pb	Zn
Базальты и габбро	0,5–1	150	800	150	15	80
Граниты	0,5	40	100	200	20	30
Риолиты	0,5	10	35	200	20	30

полагающихся на зеркале подземных вод морского происхождения, оценена Дж. Смитом. По его данным, для возникновения колонки высотой 25 см с содержанием меди 1% при ее концентрации в растворе 0,06 г/т и скорости испарения 1 м/год требуется около 100 тыс. лет. При той же интенсивности испарения и содержании металла в растворе 0,003 г/т время рудонакопления оценивается в 2 млн лет.

По данным А.М. Лурье, для возникновения концентрации меди на уровне 3% в слое мощностью 3 м требуется $5 \cdot 10^4$ лет. Эти данные не противоречат скорости накопления и длительности обезвоживания обломочных отложений, оцениваемой в $10^5 - 10^6$ лет.

В серии публикаций Д. Хэйнеса показано, что при формировании медистых песчаников происходит последовательное замещение сульфидов железа, возникших при сульфат-редукции, агрегатами халькозина, который, в свою очередь, замещается другими сульфидами меди. Эти реакции ограничиваются придонными отложениями мощностью около 50 см. Металлоносные хлоридные вода изолированного бассейна выводятся в зону рудонакопления при усадке и частичном обезвоживании отложений по их пластам с фильтрацией потока параллельно подошве. В качестве источника рудообразующих компонентов рассматриваются красноцветные обломочные породы. Д. Хэйнесом определены исходные концентрации ряда металлов в обломочных породах различного состава и возможные их содержания в хлоридных растворах (табл. 4).

Этим же автором предложены количественные характеристики гидрогенного накопления руд месторождений типа медистых песчаников и сланцев, исходя из баланса масс рудного вещества и металлоносных растворов, протекающих через сероводородный барьер.

Концентрация металла в водах $C_в$ определяется из выражения

$$C_в = C_p \cdot D_p \cdot H_p \cdot l^2 \cdot V_в \cdot D_в \cdot H_в \cdot K_в \cdot \Delta Y,$$

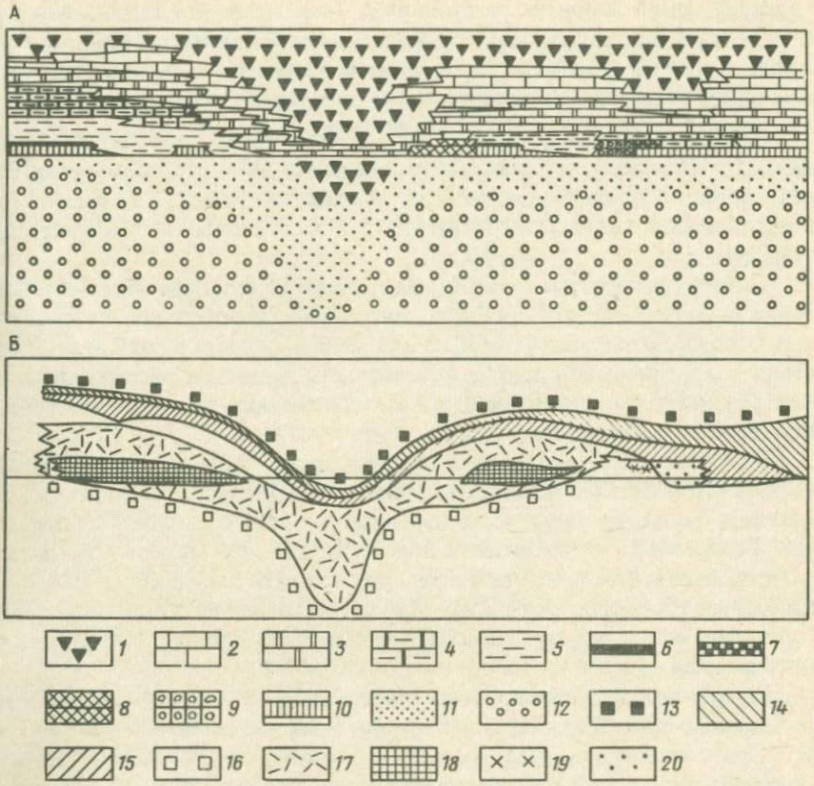


Рис. 6. Принципиальная схема литолого-статиграфического расчленения цехштейновых отложений ПНР (А) и распределения в них минерализации (Б). *По данным Х. Кучи и М. Павликовскому:*

1 – ангидриты; *2* – серые доломиты; *3* – доломитистые известняки; *4* – темно-серые доломиты; *5* – доломитистые сланцы; *6* – черные сланцы; *7* – сланцы с тухолитами и благородными металлами; *8* – органогенные известняки, *9* – органогенные известняки с глауконитом и благородными металлами; *10* – граничные доломиты; *11* – белые песчаники; *12* – красные песчаники; *13–20* – зоны развития: *13* – пирита, *14* – цинка, *15* – свинца, *16* – следов пирита и халькопирита, *17* – меди, *18* – меди и сопутствующих металлов, *19* – благородных металлов и тухолита, *20* – свинца, серебра, ртути, меди

где C_p – содержание металла в руде, г/т; плотности: D_p – руды (2,6 г/см³), $D_в$ – раствора (1,12 г/см³); мощности: H_p – рудного тела, $H_в$ – рудоносного горизонта до усадки ($H_p : H_в = 1:4$); L – протяженность горизонта от зоны выхода вод (200 м); $K_в$ – средняя горизонтальная проницаемость во время сульфидообразования (10 мкм²); $V_в$ – вязкость металлоносных растворов ($1{,}3 \cdot 10^{-3}$ Пасс); $\triangle$ Y – избыточный

гидравлический напор на расстоянии L (при градиенте 1:1000 принят в 0,23 МПа). Длительность рудонакопления через скорость осадконакопления оценена в $1{,}6 \cdot 10^{10}$ с. По принятым значениям характеристик максимальное содержание меди в растворе определено в 800 г/т.

Х. Куча и М. Павликовский предложили модель формирования медистых песчаников, основанную на смешении двух рассолов – нижнего разогретого и верхнего холодного; эта модель основана на распределении различных типов минерализации в цехштейновых отложениях ПНР (рис. 6).

Нижние разогретые рассолы, выжимаемые из соленосных горизонтов в глубоких частях бассейнов, мигрируют по восстанию красноцветных отложений, выщелачивают из них медь и выносят в зону взаимодействия с верхними холодными растворами. Последние рассматриваются как результат выделения вод при ангидритизации гипсов в надрудных карбонатно-эвапоритовых толщах.

Э. Джоветт для объяснения генезиса месторождений типа медистых песчаников и сланцев использовал модель глубинных конвективных токов вод, фильтрующихся через пермские толщи красноцветных отложений. Геологическое обоснование приложимости этой модели для Предсудетской моноклинали исходит из высокой скорости осадконакопления в триасовых бассейнах, связанных с рифтообразованием. Зоны разломов, ограничивающие рифты, рассматриваются как проводники высокого теплового потока.

Размах конвекционных ячей оценивается в 30–40 км, скорость фильтрации от 0,132 до 0,05 м/год при числе обменов 1,67–3,3 за млн лет. При концентрации меди в растворах, равной 300–1000 г/т, и ее содержании в руде 1–2% расчетное время рудонакопления составляет около 10 млн лет.

Охарактеризованная модель предполагает достаточно значительный временной разрыв между формированием рудоносных отложений и периодом минерализации, что не подтверждается реальными геологическими обстановками. Вместе с тем, какие-либо принципиальные ограничения приложения конвективной модели к периоду осадконакопления отсутствуют.

С. Гославска и В. Войцеховский оценили уровни накопления металлов в различных типах руд района Полковице Предсудетской моноклинали (табл. 5).

Следующая из этой таблицы однопорядковость концентрирования одних и тех же металлов в различных типах руд может объясняться единством условий рудонакопления в разных литолого-фациальных обстановках. С другой стороны, подтверждением этого единства служит и дифференциация металлов по коэффициентам концентрирования при несовпадении рядов накопления с рядами содержаний в источниках. Эти

Таблица 5

Коэффициенты накопления рудообразующих элементов в рудах месторождения Полковице

Элементы	Содержания в % (над чертой) и коэффициенты накопления (под чертой) в рудах		
	карбонатных	сланцевых	песчаниковых
Медь	1,89/1267	6,0/1090	2,55/1275
Железо	0,97/26	1,57/0,48	0,66/1,32
Марганец	0,23/2,1	0,16/1,9	0,11/1,2
Кобальт	0,001/2,5	0,008/4,2	0,001/6,0
Никель	0,005/5	0,013/2,8	0,002/4
Ванадий	0,004/2	0,025/2,9	0,003/1,5
Серебро	0,005/1000	0,0097/970	0,0046/960

особенности могут удовлетворительно объясняться гидрогенными моделями рудообразования.

Свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах сходны с медистыми песчаниками и сланцами приуроченностью к границам отложений определенного состава с палеоподнятиями, а также связью зон рудонакопления с фациальными переходами.

В базовой гидрогенной модели возникновения таких месторождений допускается миграция поровых растворов в карбонатных толщах, которые служат источником рудного вещества, и рудонакопление на различных по своей природе барьерах.

К. Бетке на основе моделирования полей флюидных и тепловых потоков в бассейне Иллинойс показал, что главным фактором движения растворов являются воздымание основания одной стороны бассейна и сопутствующий гравитационный эффект. Этим исследователем показано, что вывод растворов в зону рудоотложения возможен при максимальных скоростях фильтрации, превышающих 7,8 м/год. В рудообразовании участвуют воды осадочного бассейна, имеющего 400 км в поперечнике, при погружении его основания до глубины 4–5 км. При различных расчетных значениях теплового потока температуры на этих глубинах достигают 120–240°С. Максимальные температуры в области выведения растворов к поверхности на глубине 200 м достигаются при малых скоростях фильтрации вод (рис. 7).

Л.Г. Богашовой обосновывается возможность фильтрации рассолов из солеродных бассейнов в подстилающие терригенные отложения, перевод содержащихся в них металлов в хлоридные формы и миграция металлоносных растворов по водопроводящим горизонтам. Рудонакопление происходит в породах, содержащих сероводород. В качестве источника последнего могут выступать нефтяные воды. По оценкам Л.Г. Бога-

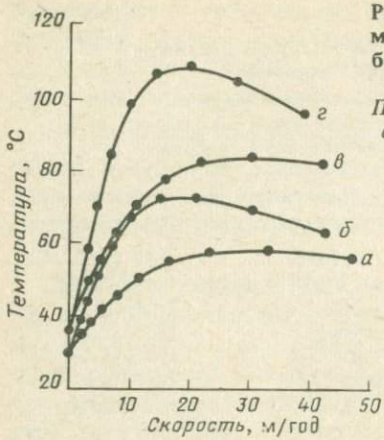


Рис. 7. Соотношения температуры и максимальной скорости движения флюида на глубине 200 м в области разгрузки металлоносных вод.

По данным К. Бетке тепловой поток серий *а* и *б* – 63 мВт/м^2, серий *в* и *г* – 100 мВт/м^2

шовой, для формирования полиметаллического месторождения с запасами в несколько миллионов тонн требуется 100 км^3 растворов с содержанием металла 10 г/т.

Гидрогенной модели рудообразования соответствует пластово-инфильтрационное рудонакопление на восстановительных барьерах, что характерно для месторождений урана песчаникового и роллового типов.

Транспортировка металлов осуществляется либо поверхностными водами, проникающими в проницаемые горизонты, либо напорными водами артезианских бассейнов (рис. 8).

В.С. Голубев и Е.М. Шмариович показали зависимость между содержаниями урана в фильтрующемся растворе $C_р$, промываемых породах $C_п$ и возникающих рудах $C_м$:

$$C_м = a\ (P \cdot C_p + \frac{V}{U} \cdot C_п) \cdot T,$$

где a – константа скорости отложения компонента, P – пористость пород, V – скорость движения геохимического барьера, U – скорость фильтрации потока, T – длительность рудоотложения. При $a = 3 \times 10^{-2}$ год$^{-1}$, $p = 0{,}3$, $T = 1 \cdot 10^6$ лет содержание металла в руде

$$C_м = 9 \cdot 10^3 \cdot C_p + 0{,}6 \cdot C_п.$$

В модели пластово-инфильтрационной миграции и накопления металлов имеет место непрерывная последовательность отложения, растворения и переотложения компонентов, что ведет к росту концентраций на геохимическом барьере. Эта модель приложима к стратиформным скоплениям урана, ванадия, молибдена.

Дж. Тилби предложил несколько моделей возникновения месторож-

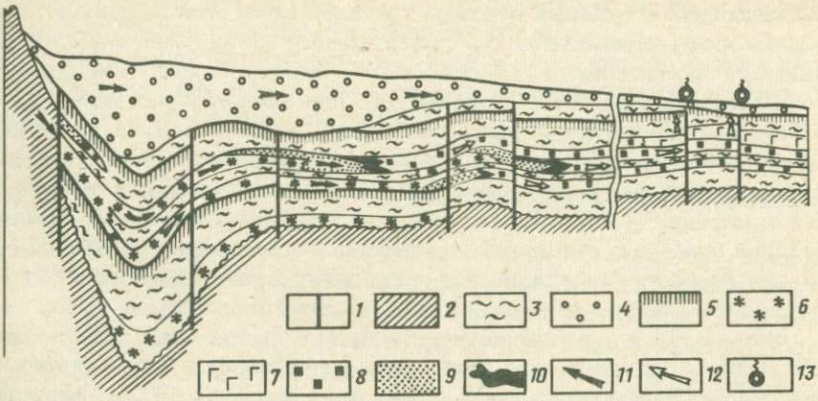


Рис. 8. Схемы распространения зон пластового окисления и пластово-инфильтрационного уранового оруденения в водоносных горизонтах артезианских бассейнов в разрезе. *По Е.М. Шмариовичу:*
1 – разломы; *2* – кристаллические породы фундамента; *3* – водоупорные породы чехла; 4 – неизмененные бурые отложения водоносного горизонта: 5 – зоны поверхностного окисления; *6–8* – неизмененные отложения водоносного горизонта: 6 – красноцветные, *7* – зеленоцветные, *8* – сероцветные; *9–10* – эпигенетические зоны: *9* – пластового окисления, *10* – с пластово-инфильтрационным урановым оруденением; *11–12* – направления движения подземных вод; *11* – кислородных урароносных, *12* – бескислородных, не содержащих уран; *13* – очаги разгрузки пластовых вод

дений урана, приуроченных к осадочных толщам различного состава и возраста. В качестве источника урана в протерозойских ураноносных конгломератах Южной Африки, Северной Америки и Австралии им рассматриваются продукты выветривания и разрушения гранитоидов. В условиях бескислородной атмосферы допускается возможность перемещения высвободившихся зерен уранинита в аллювиальные отложения совместно с другими тяжелыми минералами. Распределение урана в конгломератах зависит от динамики палеопотоков, что отражается в характере сортировки и строения обломочного материала. В верхних частях разреза отложений Витватерсранда скопления уранинита и самородного золота тяготеют к средним и нижним частям конуса выноса. Для конгломератов характерен сравнительно низкий уровень метаморфизма с ограниченными масштабами перераспределения рудного вещества.

В группу ураноносных песчаников отнесены месторождения роллового и пластового типов, а также месторождения в руслах палеопотоков. Во всех случаях морфология рудных тел зависит от проницаемости пород и палеогидрогеологического режима. Области рудоотложения определяются позицией границы окислительно-восстановительного фронта,

совпадающего с границей перехода трехвалентного железа в двухвалентное. Скорость перемещения окислительно-восстановительного фронта зависит от интенсивности обеспечения системы свободным кислородом грунтовыми водами и его потребления в реакциях рудообразования. Ограниченная возможность транспортировки кислорода подземными водами (8–10 г/т) определяет существенно меньшую скорость перемещения фронта по сравнению со скоростью фильтрации вод. Так, в частности, для окисления 1% FeO в Fe_2O_3 требуется 10000 г кислорода на 1 м³ отложений или 1 тыс. т вод, фильтрующихся в этом объеме. Соответственно, при скорости фильтрации вод 0,5 м/год и пористости пород 20% требуется 10000 лет на перемещение фронта на расстояние в 1 м.

Возможными источниками урана служат породы, слагающие поднятия периода рудоотложения и являющиеся областью сноса. Выветривание, сопровождающееся растворением урана, обеспечивает его миграцию вначале с поверхностными, а затем с подземными водами, в том числе и на значительных расстояниях от дневной поверхности. В качестве главных восстановителей выступают пирит и углеродистый материал.

Урановосные углеродистые пелиты афебия известны в Северной Америке и Австралии. Наличие промышленных скоплений урана в областях несогласных контактов метаморфизованных пелитов с перекрывающими ненарушенными континентальными обломочными породами определило отнесение соответствующих месторождений к типу несогласия. Для объяснения природы таких скоплений урана предложено несколько гипотез; часть гипотез основана на допущении ортогенетической гидротермальной концепции, в других гипотезах предполагается, что уран был высвобожден из пелитов и переведен в растворы при метаморфизме с миграцией по поверхности несогласия и отложением в различного рода ловушках. По данным определения абсолютного возраста U -Pb и Pb-Pb методами оруденение моложе как вмещающих, так и перекрывающих пород. Это привело некоторых исследователей к выводу о наложенности оруденения. На самом деле речь может идти о полигенности оруденения. Модель рудонакопления, которую предложил Дж. Тилби, допускает возникновение первичных концентраций урана (иногда до промышленных) при формировании углеродистых пелитов. Перераспределение урана при метаморфизме могло приводить к существенному росту первичных концентраций. Такая же роль отводится возможным температурным аномалиям радиогенной природы.

В качестве источника урана при сингенетичном накоплении в углеродистых пелитовых отложениях рассматриваются продукты выветривания гранитоидов, метаморфитов, вулканитов областей питания бассейнов осадконакопления. Транспортировка урана поверхностными и подземными водами в лагунные бассейны сопровождалась его отложением на органогенных восстановительных барьерах. Наиболее благоприятные условия концентрирования урана отвечают ситуации зарифовых или

барьерных островов в лагунах, в которых поверхностные воды в значительных объемах поступают в волноприбойную зону.

Степень концентрирования урана в осадках зависит от объема и скорости поступающих вод, а также от интенсивности восстановительных процессов. Концентрации урана в пелитах отражают уровень его адсорбции в глинах при выветривании и транспортировке. Выветривание урановосных пелитов может сопровождаться возникновением вторичных промышленных концентраций урана.

При метаморфизме зеленосланцевой фации органический углерод переходит в графит, что сопровождается разрывом связей в металлоорганических комплексах. Перегруппировка урана может быть связана с высвобождением и миграцией метаморфогенных вод с отложением и накоплением в зонах низкого давления. Особо значительные перемещения рудного вещества связываются с процессами ультраметаморфизма, с образованием парапегматитов.

В новых геологических ситуациях допускается перегруппировка урана в зонах термальных радиогенных аномалий со значительным перепадом температур, что может обеспечивать однонаправленные либо рециклинговые токи вод. Распределение выносимого урана решающим образом зависит от состава и мощности перекрывающих отложений.

В наиболее сложных случаях допускается многоступенчатое концентрирование урана: сингенетичное накопление в углеродистых пелитах, перераспределение при метаморфизме, перегруппировки водами, разогретыми в зонах термальных радиогенных аномалий, возможное повторение всех процессов с возрастанием мощностей перекрывающих отложений.

Проблема рудоносности осадочных бассейнов еще далека от разрешения. Пока не создана единая концепция, увязывающая воедино процессы рудообразования, динамику подземных вод, миграцию углеводородов. Очевидно, что миграция огромных объемов рассолов, подземных пресных и нефтяных вод должна сопровождаться перемещением значительных минеральных масс и их накоплением (рис. 9). Пространственные и количественные связи этих явлений еще подлежат разработке на основе комплексного подхода. Важность роли вод осадочных бассейнов в рудообразовании показали, в частности, У. Файф, Н. Прайс, А. Томпсон и др. [40]. Этими авторами установлено, что при уплотнении отложений и их обезвоживании наряду с миграцией вод по проницаемым горизонтам возможно возникновение их скоплений под барьерами – водоупорами. Прорыв барьеров при превышении гидростатического давления над литостатическим сопровождается перемещением вод в верхние горизонты по трещинным структурам с выносом и отложением значительных масс растворенного вещества. Возникающие по такой модели жильные месторождения не имеют связи ни с магматизмом, ни с метаморфизмом.

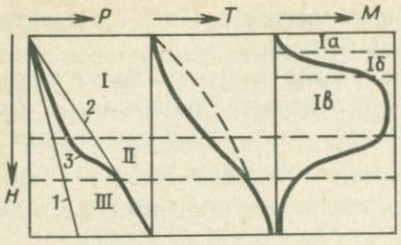


Рис. 9. Принципиальная схема изменения с глубиной основных параметров подземной гидросферы. *По Ю.А.Ежову и Г.П.Лысенину:*

I–III – гидрогеодинамические зоны; Iа–Iв – гидродинамические подзоны верхней гидродинамической зоны; *P* – давление (1 – условное гидростатическое, 2 – литостатическое, 3 – усредненное фактическое); *T* – температура, *M* – минерализация; *H* – глубина

Масштабы возможных перемещений минерального вещества иллюстрируются многочисленными примерами. В частности, отложения объемом в 1 км^3 при потере 50% воды и растворимости кремнезема 100 г/т могут поставить 10 млн т этого соединения.

Эти общие положения могут быть конкретизированы на основе анализа баланса масс при формировании золото-кварцевых жил. Природа подобных образований, локализованных в терригенных толщах, продолжает оставаться предметом острой дискуссии.

Примем в качестве исходных следующие характеристики месторождения: M – запасы металла, C – его содержание, R – масса руды (кремнезема), K – концентрации металла, вынесенные из источника, P – масса источника, Q – концентрации кремнезема, вынесенные из источника. Эти характеристики связаны следующими зависимостями:

$$M = CR \quad M = KP \quad R = QP,$$

Из данных выражений следует, что

$$Q = R/P; \quad Q = K/C,$$

При заданных содержаниях C ($n \cdot 10^{-6}$) и K ($n \cdot 10^{-9}$) значение Q отвечает $n \cdot 10^{-3}$. Из зависимости выносимых концентраций следует:

$$Q = aK,$$

где a – величина, обратная содержанию золота в руде ($n \cdot 10^{-6}$).

С другой стороны, при M = $m_т$ и указанных концентрациях $R = (m/n) \cdot 10^6$, а P отвечает $(m/n) \cdot 10^9$. Если допустить, что источник отвечает воднопородной смеси с соотношением масс вода: порода, равным 1:1, а в процессе обезвоживания выделяется и мигрирует 50% вод, то содержания вынесенного кремнезема в водах должно отвечать $4n \cdot 10^{-3}$. Такое же увеличение следует принимать и для растворимости золота в транспортирующих водах.

Границы приложения рассматриваемой модели при принятых соотношениях взаимодействующих масс определяются прежде всего допустимыми значениями выносимых концентраций кремнезема – его раствори-

мостью в мигрирующих водах. Выносимые содержания золота оказываются по крайней мере на 6 порядков ниже концентраций кремнезема, как выносимых из пород, так и содержащихся в водах. В частности, если принять вслед за У. Файфом, Н. Прайсом, А. Томпсоном растворимость кремнезема при 100°С равной 90 г/т, то эквивалентная концентрация золота в растворе должна быть на уровне 0,2 мг/т, что допустимо. Таким образом, прямые ограничения по растворимости золота, не учитывающие растворимости кремнезема, с которым этот металл постоянно ассоциирует, для рассмотренной модели могут не учитываться.

В целом, гидрогенные рудообразующие процессы реализуются при миграции подземных вод преимущественно за счет гравитационного эффекта, создающего по крайней мере часть энергообеспечения рудообразующих систем. В определенных условиях не исключается воздействие теплового поля Земли для разогрева мигрирующих вод. Источником вещества служат преимущественно породы рудоносных формаций, хотя расстояния между зонами заимствования рудного вещества и участками его накопления могут быть весьма значительными. Вследствие этого, а также в связи с низкой интенсивностью преобразований пород участки уноса вещества могут оставаться неопознанными. При подобных условиях совпадение определенных геологических и рудных формаций фиксирует обстановки рудонакопления, т.е. конечные стадии рудообразующих процессов.

Со значительной долей условности к продуктам гидрогенного рудообразования могут быть отнесены месторождения, залегающие в осадочном выполнении рифтогенных структур, не содержащих продуктов магматизма.

Интенсивный тепловой поток при внутриконтинентальном рифтогенезе, не сопровождающемся вулканизмом либо характеризующемся его кратковременностью, может приводить к возникновению рециклинговых (конвективных) систем, развивающихся на фоне интенсивного поступления обломочного материала в формирующийся трог. Зависимость продуктов рудонакопления от состава пород, в которых развиваются такие системы, определяет возможность появления скоплений различных руд на разных уровнях заполнения трога. При этом массивные руды возникают лишь в периодах перерывов в осадконакоплении, которые для обломочных толщ в наиболее общем случае кратковременны. Вероятно, к таким перерывам следует относить "послойные жилы" золоторудного месторождений Бендиго и аналогичные объекты Новой Шотландии, описанные С.Хэйнесом в 1987 г. По данным этого исследователя, стратиформные, согласные с напластованием золото-кварцевые тела обладают слоисто-полосчатым сложением за счет чередования кварцевого и глинистого материала. Они содержат серицит, углистый материал, хлорит, рутил, биотит, плагиоклаз, эпидот, арсенопирит, сульфиды железа, меди, свинца и цинка. Такой же набор минералов (при значительно более

низких содержаниях) характерен и для вмещающих пород вне зон развития рудных толщ.

При отсутствии перерывов в осадконакоплении рудное вещество может рассеиваться в межобломочном пространстве либо концентрироваться в трещинно-жильных зонах.

Подобным условиям возникновения отвечают золото-уран-медные руды месторождения Олимпик Дам (Австралия), сформированные в протерозойском рифтогенном прогибе, который заполнялся грубообломочными продуктами разрушения фланговых зон рифтовой структуры. Размещение руд в определенной части разреза, развитие рудной минерализации в межобломочном пространстве и в виде жил сопоставимо с условиями рудонакопления на фоне интенсивного поступления обломочного материала в области вывода рудообразующих растворов.

Весьма "пестрая" металлогения характерна для рифтовой зоны района Брокен-Хилл. В разрезе супергруппы Вильяма развиты стратиформные и стратифицированные руды железа, кобальта, меди, золота, свинца и цинка, вольфрама, олова, сменяющие друг друга в вертикально-латеральных рядах. Последние могут быть связаны с миграцией осевой зоны рециклинговой системы по латерали с вовлечением в переработку различных по составу пород, что получает отражение в изменении продуктов рудонакопления.

Крайнему случаю длительного функционирования рециклинговых систем отвечает выведение рудообразующих растворов на дневную поверхность после заполнения обломочным материалом соответствующих прогибов и бассейнов. К такой обстановке может быть отнесена геотермальная система Солтон Си, располагающаяся на прямом продолжении Калифорнийского бассейна, где функционирует субмаринная рециклинговая система. Исследованиями М.Маккиббена и У.Элдерса [44] показано, что жильная и гнездово-прожилковая минерализация, возникающая на глубине до 200 м, в значительной своей части происходит из ранее образованных стратиформных скоплений сульфидов. В свою очередь, последние на определенных уровнях геотермальной колонны обогащаются цветными металлами.

Данный пример иллюстрирует широко распространенное в природе явление многоступенчатого концентрирования рудного вещества – его перераспределение с уровня на уровень либо из зоны в зону с ростом концентраций. Для простого случая трех уровней содержаний – исходного C_1, обогащенного C_2 и остаточного C_3 – степень концентрирования K оценивается выражением

$$K = 100(C_1 - C_3)/C_2 - C_3.$$

Модель многоступенчатого накопления рудного вещества снимает проблему уровней его содержания в источниках и растворимости в транспортирующих агентах. Достаточно длительное их поступление в зоны

рудонакопления даже при ультрамалых концентрациях рудного вещества обеспечивает возникновение его промышленных содержаний. Вопрос заключается лишь в необходимом энергообеспечении движения транспортирующих агентов. Очевидно, что при прочих равных условиях максимальная интенсивность рудообразования достигается при длительном существовании достаточно мощных энергетических источников, вызывающих движение вод в больших объемах пород с выводом транспортирующих агентов в локальные области рудонакопления.

Метаморфогенные процессы возникновения руд при строгом подходе должны разделяться на рудопреобразующие и рудообразующие. С первой группой процессов связывается формирование метаморфизованных (преобразованных) месторождений, т.е. превращение ранее возникших скоплений рудного вещества с ограниченной его миграцией в пространстве. В тех случаях, когда при преобразованиях таких скоплений последние приобретают принципиально иные качества и возникают собственно метаморфические месторождения, соответствующие процессы также должны рассматриваться как рудопреобразующие. Ко второй группе следует относить процессы, сопровождающиеся возникновением новых скоплений рудного вещества при метаморфических явлениях.

Метаморфогенно-плутоногенно-гидротермальные процессы рудообразования могут реализоваться при палингенезе с возникновением вторичных расплавов и рудонакоплением по плутоногенно-гидротермальным ортогенетическим и рециклинговым схемам. В связи с возможной принадлежностью многих кислых расплавов к продуктам коровых выплавок в ряде случаев трудно провести границу между плутоногенно-гидротермальными и метаморфогенно-плутоногенно-гидротермальными рудообразующими системами.

В моделях метаморфогенно-гидротермального рудообразования в качестве источников рудного вещества принимаются его рассеянные концентрации в тех или иных геологических образованиях, роль транспортирующих агентов отводится метаморфогенным водам, а энергообеспечение связывается с тепловыми полями, возникающими при метаморфизме и тектонических деформациях. Метаморфогенно-гидротермальные процессы по существу соответствуют явлениям регенерации – перераспределению первичных скоплений вещества с ростом его концентраций, что также имеет место при некоторых гидрогенных процессах.

Метаморфогенно-гидротермальная модель рудонакопления интенсивно разрабатывается применительно к месторождениям золота в терригенных толщах В.А. Буряком, В.Г. Гарьковцом и другими исследователями [3], а для месторождений золота в зеленокаменных поясах – Р. Бойлем, Д. Гровсом и др.

В.А. Буряк для месторождений золота в протерозойских углеродистых толщах дал обоснование связи процессов рудонакопления с мета-

морфизмом и перегруппировкой рассеянных концентраций золота. Автор показал, что при метаморфизме и гранитизации из каждого кубического километра углеродистых толщ может высвобождаться 7 т золота и 1300 тыс. т серы. Рассеянные фоновые содержания золота в породах рудоносных формаций определены на уровне 0,5–8 мг/т. В линзах осадочно-диагенетического пирита содержится 30–80 мг/т Au, а в гидротермально-осадочных телах пирита 80–5000 мг/т (максимальные до 30–130 г/т). Приведенные значения характеризуют уровни первичного-сингенетичного накопления золота, природа чего до конца не расшифрована. Допускаются возможности абсорбции золота на органических микромембранах, составляющих углеродистое вещество рудоносных толщ; обломочно-седиментогенное поступление золота в бассейны осадконакопления; обогащение золотом осадочных образований при гидрогенных процессах.

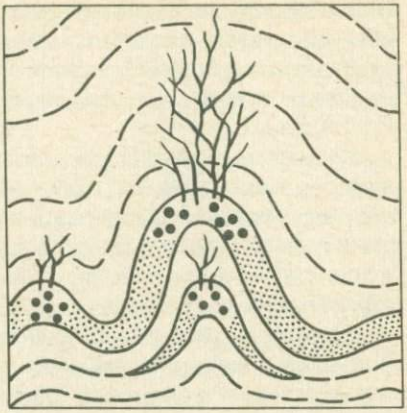
Р. Бойл связывает формирование метаморфогенных месторождений золота с миграцией флюидов и рудообразующих компонентов от центров гранитизации на температурном фронте. От центров термоградиентных зон выделяется 9 зон с соответствующими индекс-элементами: 1 – W, Sn, Mo, Bi, B, F, As; 2 – Au, Ag, Cu, W; 3 – Au, Ag, As, Te, Cu, W; 4 – Au, Ag, Cu, As, Sb; 5 – Au, Ag, Cu, Pb, Zn, As, Sb, Te; 6 – Cu, Zn, Pb; 7 – Ag, Au, As, Sb, Cu, Zn, Pb, Bi, Te, Se; 8 – Hg, Sb, As, Ba, F; 9 – Ba, Sr, F. Допускается перекрытие зон 3 и 4. Сквозные элементы всех зон – Si, Fe, S.

В модели Р. Бойла содержания золота и серебра на уровне промышленных могут быть получены при допущении, что в рудных телах отложено менее 1% вынесенного кремнезема и вся масса других компонентов. Однако в этом случае расчетные концентрации ряда металлов, в первую очередь цветных, существенно отличаются от реальных, т.е. имеет место геохимическое несоответствие между гипотетическими источниками и реальными рудами. Избирательное накопление золота при метаморфогенно-гидротермальных процессах пока не получило комплексного объяснения.

Выше показана возможность возникновения пластовых золото-кварцевых тел при гидрогенных процессах рудообразования. Такие скопления рудного вещества имеют значительные масштабы. Например, на месторождении Морру-Велью в Бразилии отработана седловидная залежь мощностью более 13 м при ширине 167 м и протяженности 4,8 км. Подобные образования могут быть основным источником вещества для метаморфогенно-гидротермально-регенерационных секущих жильных тел в терригенных толщах.

Интересно, что на ряде месторождений стратиформные скопления руд золота, вольфрама, мышьяка и сурьмы пространственно сопряжены с жильными системами, развитыми на более высоких уровнях и несущими существенно большие содержания рудообразующих элементов. Такие

Рис. 10. Принципиальная схема перераспределения рудного вещества стратиформных золоторудных залежей при метаморфизме и регенерации:
1 – пласты с рассеянной стратиформной минерализацией; *2* – участки обогащения в зонах нагнетания; *3* – жильные системы в зонах регенерации



системы обладают вертикальной рудной зональностью со значительными градиентами.

На обширных примерах зарубежных и отечественных золоторудных месторождений устанавливается вся гамма переходов от простых субгоризонтально залегающих пластообразных рудных тел до сочетания жильных систем со сложно изогнутыми и интенсивно дислоцированными пластовыми телами по схеме "лук–стрела" (рис. 10). В подавляющем большинстве случаев на участках положительных изгибов пластов, а особенно в осложняющих их жильных системах, наблюдается существенный рост концентраций золота. Подобные "плюмажи" нередко удалены на весьма значительные расстояния от пластов с сингенетичными концентрациями рудного вещества. Такие жильные системы, особенно при размещении вне первично минерализованных пород, нередко принимаются за эпигенетические. Это особенно характерно для районов, сложенных интенсивно деформированными углисто-терригенными и терригенно-карбонатными толщами, где золотоносные жильные системы, охватывая вертикальный размах в сотни метров, лишь в самой нижней части сопрягаются с пластообразными рудными телами, нередко расположенными этажно на нескольких уровнях.

Вытекающая из реальных геологических обстановок модель метаморфогенно-гидротермального перераспределения сингенетичных скоплений рудного вещества стратиформной природы предполагает значительное его предварительное концентрирование на этапе осадконакопления. Лишь в этом случае в подобных системах возможно возникновение обогащенных золотом жильных секущих зон.

Классификацию золото-кварцевых жил в турбидитных отложениях

Новой Шотландии (Канада) предложил С. Хэйнес. Он считает, что целесообразно выделить самостоятельный тип золоторудных месторождений в турбидитных толщах флишевого характера, противопоставляя их золоторудным месторождениям в углеродистых карбонатных образованиях (тип Карлин).

Рудоносные нижнепалеозойские образования группы Мегума мощностью свыше 5400 м представлены турбидитными флишоидами – тонким чередованием глинистых и песчано-глинистых отложений. В верхней части разреза развиты известковые горизонты, железо-марганцевые отложения, линзы и прослои пирротина и пирита. Для золотоносных районов характерно присутствие в разрезе арсенопирита и магнетита.

В истории развития района выделяется не менее четырех этапов деформаций и внедрение девонских гранитоидов. Метаморфизм осадочных пород отвечает хлоритовой, биотитовой и ставролит-андалузитовой ступенями; последняя связывается с контактовыми преобразованиями. Наиболее хорошо изучены золото-кварцевые жилы, залегающие в породах, метаморфизм которых отвечает зеленосланцевой фации.

По положению в структурах и золотоносности жилы и жильные тела разделены на золотоносные стратиформные, частично согласные, крутые и безрудные боковые, несогласные, согласные, радиальные.

Стратиформные жилы – основные золотоносные – представлены слоисто-полосчатыми кварцевыми телами и прослоями вмещающих пород. Они обычно приурочены к пелитовым горизонтам, к верхним, наиболее тонкозернистым частям ритмов. Эти тела совместно с вмещающими породами вовлечены в сложные складчатые деформации. Жильное выполнение – кварц и хлорит. Обычны арсенопирит и пирит. Отмечаются пирротин, галенит, сфалерит, халькопирит и ильменит. Рудные минералы в ассоциации с хлоритом, серицитом, карбонатом, углистым материалом обычно развиты в виде полос–слоев среди основной массы кварца параллельно напластованию. Собственно околожильные изменения обычно не проявлены. Во вмещающих породах отмечается вкрапленность сульфидов и повышенная золотоносность. На месторождении Карибу установлено обогащение кровли жильных тел карбонатами в контакте с вышележащими тонкослоистыми кремнями и кварцитами. В районе Голденвилль в жилах обнаружены обломковидные округлые обособления кварца размером 1–2 мм, окруженные агрегатами пирротина и вовлеченные в деформации и рассланцевание.

Полусогласные тела массивного кварца, содержащие неправильные включения вмещающих пород, залегают под малыми углами к напластованию. Эти тела вовлечены в будинирование и кливаж. Золотоносность характерна преимущественно для жильных тел, несущих сульфиды. В зальбандах отдельных тел на расстоянии до 20 см отмечаются ореалы арсенопирита и серицитизации.

Крутые секущие жилы (слабозолотоносные) развиты в псаммито-

вых и пелитовых разностях пород. Эти жилы содержат агрегаты калиевого полевого шпата и мусковита, а также включения вмещающих пород. В некоторых жилах отмечается брукит. Крутые жилы секут стратиформные и полусогласные, а иногда сочленяются с ними. Содержание золота в крутых жилах достигает 0,4 г/т.

На месторождении Вайн Харбур главная золотоносная стратиформная жила со стороны лежачего бока сопровождается сетью крутых секущих жил. Участки их сопряжения со стратиформной жилой отвечают зонам повышенной золотоносности. Такая же ситуация имеет место и на месторождении Карибу.

Слабозолотоносные боковые жилы фактически представляют апофизы согласных, полусогласных и секущих жил, которые возникли до раннего этапа деформаций и, как правило, сопрягаются друг с другом.

Происхождение золотоносных кварцевых тел связывается с конседиментационными субмаринными гидротермально-осадочными (эксгаляционными) процессами. Крутые жилы рассматриваются как минерализованные подводящие каналы к стратиформным телам. Полусогласные тела отнесены к продуктам рудоотложения из растворов, мигрировавших по проницаемым пачкам пород. Часть стратиформных тел, не сопровождающихся апофизами со стороны лежачего бока, отнесена к дистальному типу – к продуктам рудоотложения на удалении от выводных каналов, над которыми возникали субмаринные плюмажи растворов–рассолов. Наиболее ранние тектонические движения связываются с конседиментационными перемещениями по рудоконтролирующим разломам в период турбидитного осадконакопления.

Данная генетическая модель удовлетворительно объясняет сходство минерального состава рудных тел и вмещающих пород, зональное строение кварцево-жильных тел с изменением состава и текстур от лежачего бока к висячему, наличие околорудных изменений у жильных тел, несогласных с напластованием.

Кварцево-жильные тела постскладчатого возраста, слабо золотоносные либо вообще безрудные, связываются с процессами регенерации различных периодов метаморфизма и внедрения постдевонских гранитоидов.

К числу малораспространенных типов принадлежит месторождение Сан-Антонио стратиформных ртутно-вольфрамово-сурьмяных руд в Испании, которые описали Р. Аррибас и П. Гутиел в 1984 г. Месторождение находится в девонских отложениях южного фланга Иберийского герцинского массива.

Оруденение приурочено к горизонту внутриформационных седиментогенных брекчий, разделяющему слоистые кремнистые известняки лежачего бока и пачки переслаивания известняков с черными сланцами (висячий бок). Брекчии образованы обломками известняков, сланцев, кремней и кварца, которые сцементированы карбонатным материалом.

Подавляющее большинство обломков имеет уплощенную форму с ориентировкой, подчиненной слоистости. Минерализованный горизонт мощностью 1,8–2,2 м рассматривается как часть ритмично построенной карбонатной пачки среднедевонского возраста, мощность которой варьирует от 30 до 150 м. В осадочном разрезе установлены маломощные согласные тела основного состава. По комплексу признаков обстановка осадконакопления отвечает условиям краевой части шельфовой зоны.

Структуры оползания осложнены складками волочения и рассланцеванием, возникшими при формировании синклинальной складки с падением пород крыла около 70°. Деформации датируются поздним карбоном – ранней пермью.

Рудоносный горизонт выдержан по мощности на значительные расстояния по падению и простиранию. Минерализованные участки оконтуриваются в форме каналообразных тел протяженностью 30–35 м. Стибнит образует тонкую вкрапленность в цементе брекчий. Шеелит слагает гнезда диаметром 5–7 см, ориентированные субпараллельно слоистости и располагающиеся среди агрегатов стибнита.

Главные рудные минералы – стибнит, шеелит, бертьерит, пирит – сопровождаются арсенопиритом, мельниковитом и антимонитом. Основные нерудные в минерализованной зоне представлены микрокристаллическим кварцем, халцедоном и карбонатами. В рудоносном горизонте отмечены повышенные содержания ртути, минеральные формы которой не установлены. По данным геохимических исследований на неминерализованных участках содержания сурьмы падают к висячему боку при изменчивом распределении вольфрама и ртути. За пределами рудоносного горизонта эти элементы практически отсутствуют.

Генетическая модель месторождения основывается на приуроченности рудной минерализации к локальному специфическому горизонту карбонатной толщи, насыщенной органическим материалом и приуроченной к шельфовой зоне внутриконтинентального склона. Сопряжение собственно платформенной области с зоной шельфового осадконакопления предполагается по серии разломов. С активностью последних связывается формирование межформационных брекчий и структур оползания. Эти же зоны разломов рассматриваются как подводящие каналы для субмаринного рудогенеза, связываемого с магматическими телами, которые предполагаются по наличию в разрезе основных лав.

В формировании эксгаляционных руд выделяется два периода: ранний – с привносом железа, вольфрама, мышьяка и серы; поздний – с поступлением сурьмы и ртути, включая замещение и переотложение ранее образованных минералов.

Примеры использования обобщенных генетических моделей для золоторудных, золото-серебряных и золотосодержащих месторождений даны в работе С.Ивозевича [41]. В ортомагматической моде-

л и этим автором выделяются магматогенно-гидротермальные и сегрегационно-магматические процессы накопления рудного вещества. Для первого случая внедрившийся магматический расплав либо остывающий плутон рассматриваются как источники энергии для возникновения гидротермальных конвекционных систем, переносящих рудное вещество и отлагающих его в виде вкрапленности либо в жилах как в самих интрузивных породах, так и в их раме. К подобному процессу отнесены и контактово-метасоматические месторождения. При сегрегационно-магматических процесах возникают сингенетические месторождения в расслоенных массивах основного-ультраосновного состава.

В гидротермальной модели выщелачивания, транспортировки и переотложения металлов в качестве источника энергии принимаются глубинные очаги, контролирующие конвекционные системы, и магматические тела. В рудообразовании участвуют морские, погребенные, метеорные и (частично) магматические воды. Общая модель перемещения вещества отвечает схеме рециклинга: нисходящее движение вод, выщелачивание металлов, восходящее движение вод. Эпигенетический характер имеют месторождения, возникающие на разных уровнях глубинности в трещинных системах (жилы, штокверки) и брекчиевых телах. Сингенетические рудные тела возникают в нелитифицированных отложениях, либо непосредственно на поверхности дна морских бассейнов.

Диагенетическая модель для относительно глубинного рудонакопления предполагает энергообеспечение за счет разогрева и роста литостатического давления при погружении отложений. Как воды, так и рудообразующие элементы заимствуются из осадочных образований при их усадке и обезвоживании. Транспортировка флюидов и ее направление (преимущественно восходящее) определяются гидравлическим градиентом. Отложение рудного вещества определяется литологическими и структурными факторами с возникновением как согласных, так и секущих рудных тел. Возможно возникновение поверхностных геотермальных источников.

Сингенетическая модель поступления, транспортировки и отложения металлов учитывает несколько процессов: обломочное накопление, химическую седиментацию, инфильтрацию при эвапоритизации, флюидоотделение от вулканических тел. При эксгаляционных процессах допускается субмаринное рудоотложение у границы осадки–вода, а также субаэральное с заполнением приповерхностных пустот и возникновением на поверхности газовых сублиматов.

Рассмотренные модели учтены при группировке месторождений по обстановкам их нахождения, определяемой палеотектонической позицией и соответствующими ассоциациями пород и их комплексами.

Плутоногенные обстановки разделяются по формам проявления магматизма и составу на три группы. К ультраосновной ассоциации отнесены золотосодержащие месторождения сегрегационно-магматических руд ни-

келя, меди и кобальта. Ассоциация батолиты – порфировые интрузии сопровождается золотосодержащими молибден-меднопорфировыми и медно-молибденпорфировыми месторождениями в энсиалических и энсиматических обстановках (монцонитовая и диоритовая модели месторождений). В эту же ассоциацию включены и скарновые месторождения. Особую ассоциацию образуют дайковые серии, контролирующие штокверковые и жильные месторождения.

Вулканогенные обстановки расшифрованы через палеотектонические режимы проявления вулканизма. К океаническим вулканогенным ассоциациям отнесены золотосодержащие месторождения колчеданного семейства и жильные золоторудные в зеленокаменных поясах. В островодужную ассоциацию включены колчеданно-полиметаллические месторождения типа куроко, золоторудные эксгаляционные и штокверковые. В задуговом пространстве с магматическими образованиями вулканоплутонических поясов располагаются вулканогенные золото-серебряные месторождения, олово-сереброносные грейзеновые, серебросодержащие молибденпорфировые.

В седиментогенных обстановках выделяется широкий спектр месторождений. В группу согласных (со стратиграфическим контролем) выделяются сингенетические и инфильтрационные рудные тела, являющиеся компонентами вмещающих пород; диагенетические с миграцией вещества по проницаемым горизонтам и межпластовым срывам; переотложенные стратиформные. Такие месторождения характерны для интракратонных, форландовых, краевых платформенных, краевых миогеосинклинальных и эвгеосинклинальных бассейнов. По составу и ассоциациям вмещающих пород выделяются месторождения в химических образованиях железорудных формаций, в известняках и других карбонатных толщах, в глинистых сланцах, песчаниках и конгломератах. Несогласные с напластованием рудные тела эпигенетического характера связываются с ремобилизацией и перераспределением рудного вещества относительно мест его первоначального накопления.

В метаморфогенных обстановках располагаются месторождения океанических и островодужных ассоциаций, а также объекты, локализованные в метаседиментах различного происхождения и имеющие преимущественно метаморфогенно-гидротермальное происхождение. Особое место занимают метаморфизованные древние россыпи.

Подводя итоги проведенному рассмотрению главных типов рудообразующих процессов, необходимо отметить некоторые принципиальные положения.

Из всех моделей рудообразования с участием вод в качестве главных транспортирующих агентов наибольшей интенсивностью и масштабами рудонакопления обладают рециклинговые и гидрогенные (седиментогенно-диагенетические, пластово-инфильтрационные) модели (рис. 11). Для их реализации необходим достаточно высокий уровень водонасыщенно-

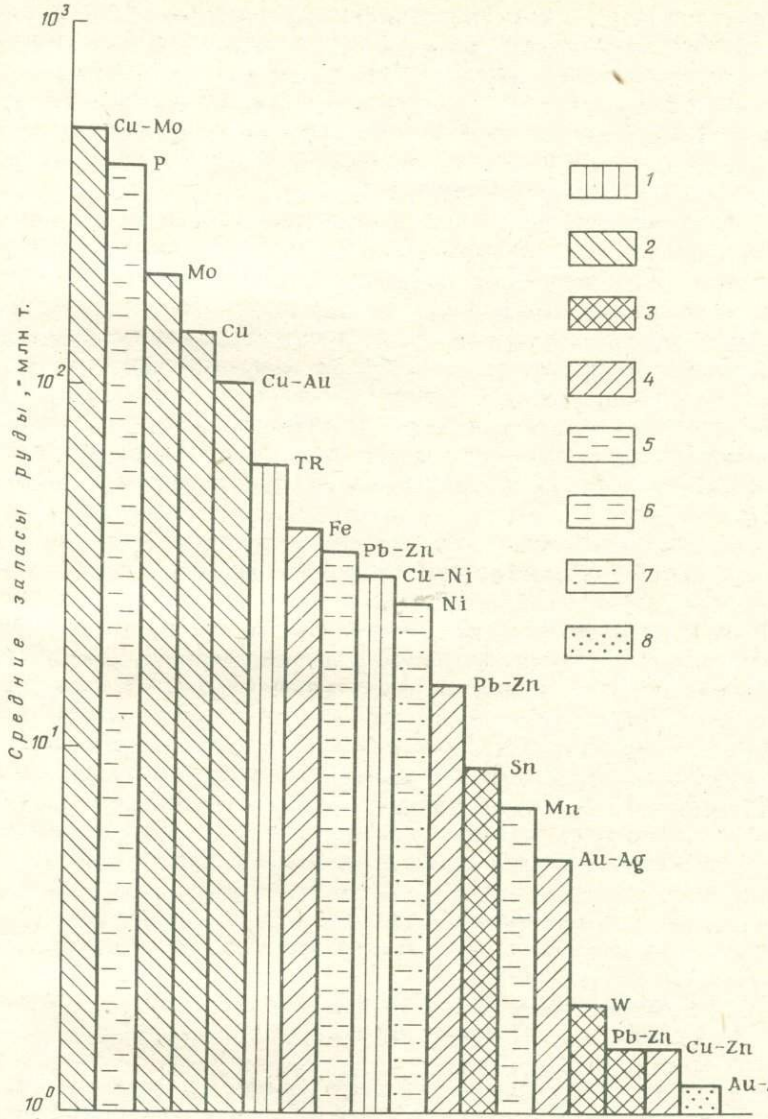


Рис. 11. Сравнительные масштабы рудонакопления при различных рудообразующих процессах (данные по зарубежным месторождениям). *По материалам Д. Кокса и Д. Зингера* [37]:

1–3 – плутоногенные процессы: *1* – собственно плутоногенные (магматические), *2* – плутоногенные рециклинговые, 3 – плутоногенные гидротермальные ортогенетические; *4* – вулканогенные рециклинговые процессы, *5–8* – седиментогенные процессы: *5* – осадочные, *6* – гидрогенные (инфильтрационно-диагенетические), *7* – латеритного выветривания, *8* – россыпные

ти рудоносных формаций либо ее пополнение за счет вод соответствующих бассейнов. Условия рудообразования в таких условиях выявлены и изучены в океанических бассейнах с активным вулканизмом, но пока еще не привлекли необходимого внимания при исследованиях осадочных бассейнов. История поступления рудного вещества в такие бассейны, его перераспределения при диагенезе и метаморфизме может пролить свет на многие аспекты теории рудообразования.

Модель многоступенчатого накопления рудного вещества при геологических процессах и его транспортировке в зоны рудоотложения снимает многие ограничения, определяемые пределами растворимости рудообразующих компонентов. Принципиальная сторона процессов природного рудонакопления воспроизводится при обогащении руд и металлов в горнодобывающей промышленности. Подобные технологические процессы как бы продолжают природное концентрирование рудного вещества в области его более высоких, чем в геологической среде, содержаний. Этим открывается принципиальная возможность использования ряда схем обогащения руд для объяснения и понимания существа процессов рудонакопления.

Важно также подчеркнуть, что длительное господство классической ортогенетической гидротермальной концепции привело в тому, что за пределами внимания геологов-рудников осталась водонасыщенная часть земной коры, та ее верхняя зона, где реализуются многие процессы рудонакопления. Совершившийся концептуальный "перескок" через эту зону вначале к глубинным магматическим телам, а затем и к верхней мантии, как к главным факторам рудообразования, стал перескоком через области, содержащие более конкретную информацию, которая доступна не только для наблюдений и изучения, но и для воспроизведения различными способами моделирования. В этой связи нельзя не отметить как весьма прогрессивное направление в теории рудогенеза интенсификацию исследований рудообразующих процессов на базе палеогидрогеологических построений, динамики и миграции подземных вод. Вероятно, на этом пути могут быть получены и развиты принципиально новые рудогенетические построения со значительными прикладными следствиями.

КЛАССИФИКАЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ПО РОЛИ В РУДОГЕНЕЗЕ

Объективно устанавливаемые пространственно-временные ассоциации определенных рудных месторождений с теми или иными геологическими формациями либо их сочетаниями определяют основы современных прогнозно-металлогенических построений. Такие ассоциации, естественно, требуют геолого-генетических интерпретаций с выявлением доказанных либо предполагаемых причин. Подобные интерпретации находят свое отражение в определении (либо предположении) роли геологичес-

ких формаций в рудогенезе. Это направление рудно-формационного анализа интенсивно развивается в работах ряда исследователей.

Так, в работах сотрудников ВСЕГЕИ [12, 20] выделены следующие геологические формации: рудовмещающие, являющиеся благоприятной средой для рудоотложения; рудоносные продуктивные, непосредственно содержащие промышленно ценную минерализацию; рудоносные материнские, рассматриваемые как источник оруденения.

С другой стороны, Г.Н. Щерба и Т.М. Лаумулин [33] выделяют в качестве рудоносных те геологические формации, с которыми (либо с частью которых) непосредственно или во взаимодействии с другими геологическими формациями (наложенными процессами) связаны определенные рудные формации. При этом продуктивны разновидности или части геологических формаций, с которыми непосредственно связаны рудные.

Должная объективность классификации геологических формаций по роли в рудогенезе может быть обеспечена при разграничении наблюдаемых соотношений рудных и геологических формаций от предполагаемых либо интерпретационных, насколько это вообще возможно. Обычно употребляемое для характеристики таких соотношений понятие "связь" не обладает необходимой конкретностью в силу многогранности и многокомпонентности процессов рудообразования. Столь же расплывчато понятие "благоприятность" для рудоотложения. Оно употребляется столь давно, что постепенно утрачивается исходный смысл и исчезает необходимость возникновения вопросов – с какой точки зрения благоприятны? Исследователей или рудообразующих процессов?

Для полной характеристики любого процесса рудонакопления, как показано В.И. Смирновым [25], необходимо учитывать источники вещества, источники энергии, транспортирующие агенты и среду рудоотложения. Существенное значение при этом имеет установление не только природы источника рудного вещества (первоисточника) в соответствии с известной классификацией В.И. Смирнова, но и определение промежуточных источников, так или иначе сопоставляемых с соответствующими формациями.

Эти базовые элементы моделей рудообразующих процессов, естественно, далеко не всегда могут быть установлены с необходимой полнотой и достоверностью. Для многих рудных месторождений часть таких элементов находится и, возможно, еще долго будет находиться в категории предполагаемых. В первую очередь это относится к источникам рудного вещества и источникам энергии при рудообразовании. Особенно сложна для расшифровки природа ассоциации рудных и геологических формаций в тех случаях, когда последние заведомо не могут быть отнесены к источникам энергообеспечения, которое предпочтительно связывается с различными по своей природе геологическими явлениями, не имеющими формационного выражения.

Несмотря на отмеченные сложности, при определении роли геологических формаций в рудогенезе требуется сопоставление таких формаций с главными элементами процессов рудообразования: средой рудоотложения, источниками транспортирующих агентов, веществом и энергией. На этой основе геологические формации разделяются автором на рудовмещающие, рудоносные, рудогенерирующие и рудообразующие [8].

Нахождение продуктов рудогенеза в той или иной геологической среде, устанавливаемое прямыми наблюдениями, может быть следствием наложения более поздних принципиально иных процессов либо результатом процессов становления среды (геологической формации). Для разграничения этих принципиально различных вариантов целесообразно понятие "рудовмещающая формация" (в узком смысле) сохранить лишь в приложении к первому случаю, когда в формационно однотипных геологических образованиях располагаются формационно различные продукты рудогенеза.

Рудовмещающие геологические формации (РВФ) выступают в качестве среды рудоотложения, связанного с другими геологическими явлениями, которые предполагаются при интерпретации данных прямых наблюдений.

Рудоносные геологические формации (РНФ) представляют собой частный случай РВФ и выделяются как формационно однородные геологические образования, вмещающие формационно однотипные продукты рудогенеза при неоднозначности интерпретации природы таких ассоциаций. РНФ выступают в качестве среды рудоотложения и как источник других составляющих процессов рудогенеза, хотя последнее не всегда доказуемо.

Рудогенерирующие формации (РГФ) – геологические образования, которым приписывается роль источников вещества, энергии рудообразования и транспортирующих агентов для продуктов рудогенеза, локализованных в среде рудоотложения (рудовмещающих формациях).

Рудообразующие формации (РОФ) – геологические образования, которым отводится роль источников энергии при рудообразовании, реализуемом за счет вещества, содержащегося в иных геологических формациях (рудоносных).

Из приведенных определений следует, что задача отнесения той или иной геологической формации к рудовмещающей либо к рудоносной может решаться на основе прямых наблюдений, на независимости (либо постоянной зависимости) состава руд от формационных характеристик пород, слагающих околорудное пространство. Что же касается рудогенерирующих и рудообразующих геологических формаций, то отведение им таких ролей во многих случаях основано на предложенной генетической модели либо модели рудообразующего процесса.

Обратимся к некоторым поясняющим примерам. Вряд ли можно сомневаться в принадлежности грейзеновых месторождений к продуктам плутоногенно-гидротермального ортогенетического рудообразующего процесса. Продукты грейзенообразования размещаются как в интрузивных телах, так и в прилегающем пространстве. В этом случае породы интрузивной рамы следует относить к рудовмещающей формации. Более сложна роль интрузивных образований. Магматиты соответствующей геологической формации одновременно являются и рудовмещающими (среда), и рудоносными (металлогеническая специализация), и рудогенерирующими (источники рудного вещества, транспортирующих агентов и энергообеспечения).

Для месторождений колчеданного семейства установлена постоянная приуроченность руд определенного состава к соответствующим геологическим формациям. Последние, естественно, должны рассматриваться в качестве рудоносных. Одновременно они выступают и в роли рудовмещающих, хотя при строгом подходе такие качества должны быть приписаны лишь части рудоносной формации, той доле ее разреза, в которой собственно и располагаются рудные тела. Вместе с тем, если оперировать понятием "формация", то допустимо определение ее роли в рудогенезе и как рудоносной, и как рудовмещающей. При принятии вулканогенно-гидротермальной рециклинговой модели рудонакопления, в которой, как отмечалось, предполагается глубинный источник энергии, трансцортирующими агентами считаются активизированные морские воды, а источники вещества отождествляются с подрудными и более глубокими образованиями, трудно уложиться в предложенную выше классификационную схему. Источники энергии и транспортирующих агентов по этой модели не получают формационного выражения, а принимаемая природа источников вещества так или иначе отражается в отнесении формаций к рудоносным. В целом, для таких случаев остаются нераскрытыми рудогенерирующие формации, хотя необходимость этого скорее определяется формальными требованиями принятой классификации формаций по роли в рудогенезе.

Ряд рудообразующих процессов может быть реализован лишь при условии совмещения в пространстве геологических тел различной формационной принадлежности. С другой стороны, в процессах рудообразования одни и те же геологические формации выступают в различной роли. В первом случае для обозначения сочетаний используется знак "+" между обозначениями геологических формаций по роли в рудогенезе; во втором случае символы или аббревиатуры, заключенные в скобки, соединяются знаком равенства.

В соответствии с наиболее распространенными моделями рудогенеза и типами рудообразующих процессов выделяется шесть различных сочетаний геологических формаций по роли в рудогенезе (табл. 6, рис. 12).

Соотношения основных типов рудообразующих процессов и металлогенических формаций

Таблица 6

Рудообразующие процессы	Типы металлогенических формаций по роли геологических формаций в рудогенезе и их соотношениям									
	РВФ=РНФ	РВФ=РНФ=РГФ	РВФ + РГФ		(РВФ=РНФ) + РОФ		(РВФ=РНФ) + (РОФ=РГФ)		РВФ+ (РВФ=РНФ=РГФ)	
	С+Т+В	С+Т+В+Э	С	Т+В+Э	С+Т+В	Т+Э	С+Т+В	Т+В+Э	С	С+Т+В+Э
Собственно плутоногенные (магматические)	–	+		–	–		–	–		–
Плутоногенные гидротермальные ортогенетические	–	–		+	–		–	+		+
Плутоногенные гидротермальные рециклинговые	–	–		–	+		–	+		+
Вулканогенные гидротермальные ортогенетические	–	–		+	–		–	+		+
Вулканогенные гидротермальные рециклинговые	+	–		–	+		–	–		–
Седиментогенно-гидрогенные	+	–		–	+		–	–		–
Метаморфогенно-гидротермальные	–	–		–	+		–	+		+

Примечание. С – среда рудонакопления, Т – источник транспортирующих агентов, В – источник рудного вещества, Э – источник энергии при рудообразовании.

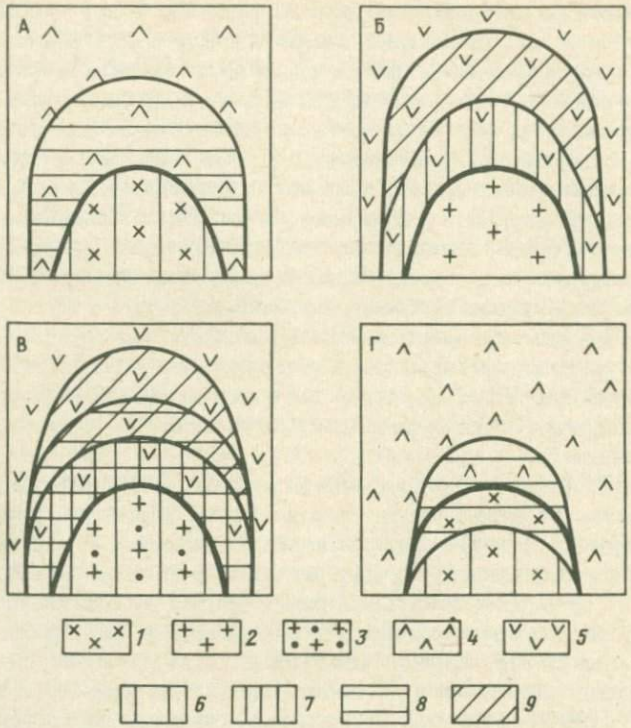


Рис. 12. Принципиальная схема сочетаний геологических формаций, играющих различную роль в рудообразовании (см.табл. 12):
А–Г – сочетания формаций; А –РВФ+РГФ, Б – (РНФ=РВФ)+РОФ, В – (РНФ=РВФ)+ + (РОФ=РГФ); Г – РВФ+(РНФ=РГФ=РВФ); *1–3* – плутоногенные формации: *1* – рудогенерирующие, *2* – рудообразующие, *3* – рудогенерирующие и рудообразующие; *4–5* – формации интрузивной рамы: *4* – рудовмещающие, *5* – рудоносные и рудовмещающие; *6–7* – зоны выноса вещества: *6* – из пород плутоногенных формаций, *7* – из пород интрузивной рамы; *8–9* – зоны накопления вещества: *8* – за счет плутоногенных формаций, *9* – за счет интрузивной рамы

РВФ + РГФ. Это сочетание отвечает классической ортогенетической схеме формирования жильных гидротермальных месторождений, локализованных в геологических образованиях различной формационной принадлежности при постоянстве рудно-формационных характеристик и устойчивой пространственно-временной связи с однотипными магматическими комплексами РГФ. Примерами таких объектов, отвечающими эндотермальной модели рудогенеза, по В.И.Смирнову [25], могут служить жильные месторождения, локализованные в интрузивной раме (РВФ) определенных магматических тел (РГФ).

РВФ = РНФ. Одна и та же формация выступает в двойной роли при

неоднозначности интерпретации причин рудогенерации, что характерно для ряда типов месторождений, в первую очередь стратиформных либо близких к ним. Рудонакопление в таких геологических формациях может быть связано с процессами, которые не получают формационного выражения и могут описываться экзотермальными, смешанными и экзогенными моделями [25]. В частности, такая ситуация характерна для месторождения типа медистых песчаников и сланцев, для свинцово-цинковых месторождений в терригенно-карбонатных и карбонатных толщах. Для подобных объектов, как известно, развивается несколько вариантов гидрогенного рудонакопления и не исключаются связи с поступлением растворов из глубинных источников.

К такому же типу формаций условно могут быть отнесены некоторые золоторудные месторождения в терригенных толщах, считающиеся литогенными (по В.Г. Гарьковцу) либо метаморфогенно-гидротермальными и встречающиеся в формационно однотипных геологических образованиях.

РВФ = РНФ = РГФ. Это сочетание характерно для процессов рудогенеза, достаточно убедительно относимых к самой формации. Наиболее наглядный пример – медно-никелевые месторождения, возникающие при расслоении сульфидно-силикатных расплавов с накоплением руд в самих магматитах либо в их ближайшей раме. Такому же сочетанию отвечают пегматитовые, апогранитовые и часть грейзеновых месторождений, локализованных в формационно однотипных интрузивных породах, связываемых с их становлением и соответствующих эндотермальной модели.

РВФ + (РВФ = РНФ = РГФ). Данное сочетание близко сочетанию типа РВФ + РГФ, но отличается тем, что одна из двух формаций выступает в тройной роли.

Подобному сочетанию отвечают смешанные модели рудогенеза, развиваемые для штокверковых месторождений меднопорфировых и молибден-меднопорфировых руд (ортогенетические схемы либо рециклинговые, либо сочетание того и другого). Рудная минерализация локализуется в формационно однотипных магматических телах (РВФ = РНФ = = РГФ) и в геологических образованиях рамы любого состава (РВФ), которая пассивно вмещает оруденение или (предположительно) поставляет какую-то часть его. Близки к такой ситуации штокверковые и жильные грейзеновые и часть пегматитовых месторождений.

(РВФ = РНФ) + РОФ. Сочетание двух формаций, отражающее модель рудогенеза, в которой рудонакопление связывается с перераспределением вещества, находящегося в однотипных РВФ = РНФ, под тепловым и флюидным (?) воздействием более поздних магматических тел (РОФ) различной формационной принадлежности.

Модель применима, в частности, к метаморфогенно-гидротермальным золоторудным месторождениям, возникающим в формационно однотипных комплексах зеленокаменных поясов и миогеосинклиналей в

предполагаемой связи с более поздними магматитами, имеющими в разных районах различную формационную принадлежность.

(РВФ = РНФ) + (РОФ = РГФ). Сочетание, отличающееся от предшествующего типа предполагаемым поступлением вещества из обеих формаций и приложимое как к модели метаморфогенно-гидротермального рудогенеза, так и к некоторым так называемым полигенным объектам, в частности, к скарнированным с привносом вещества полиметаллическим и железорудным месторождениям.

Рассмотренные сочетания геологических формаций по установленной и предполагаемой роли в рудогенезе отражают существующие модели рудонакопления и определяют типы металлогенических формаций, которым соответствуют устойчивые, постоянно наблюдаемые пространственно-временные ассоциации геологических, метасоматических и рудных формаций. Необходимость введения понятия "металлогеническая формация" показана ранее многими исследователями [8, 16], однако терминологические сложности, возникающие при выборе наименования металлогенических формаций, служат, вероятно, одной из причин сдержанного восприятия этого нововведения. Тем не менее, очевидно единство продуктов рудогенеза с определенными геологическими образованиями, отраженное в общепринятом понимании рудной формации, что требует поисков путей преодоления этого терминологического барьера.

Металлогенические формации, определяемые как устойчивые естественные ассоциации геологических, рудных и метасоматических (околорудных) формаций, выступают в качестве главных объектов прогнозно-металлогенических построений. Прогнозно-металлогеническое районирование территорий в первую очередь должно опираться на типы металлогенических формаций, поскольку контуры тех или иных площадей определяются не только полями распространения геологических формаций, но и их сочетаниями (пересечениями), естественно ограничивающими возможные ареалы распространения соответствующих месторождений.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ МЕТОДЫ В ПРИКЛАДНОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Описательные, качественные методы и приемы, традиционно используемые в металлогении, в ряде случаев не обеспечивают необходимую сопоставимость и воспроизводимость результатов для объективного обоснования эффективных направлений геологоразведочных работ. Введение в металлогенические исследования количественных методов, интенсифицированное в последние годы, в какой-то мере решает проблему "числа и меры" в металлогенических построениях.

Количественные методы, применяемые в металлогении, имеют различную направленность и пока не получили необходимой систематиза-

ции, прежде всего в силу того, что соответствующие методики разрабатывались преимущественно для решения тех или иных конкретных задач. В качестве главных направлений использования количественных методов выделяются следующие: классификация руд и месторождений; обоснование генетических моделей; количественные оценки рудообразующих процессов; количественные характеристики металлогенических процессов; оценка металлогенического потенциала и прогнозных ресурсов; анализ минерально-сырьевой базы и количественное обоснование направлений ее развития.

В количественных методах используется комплекс следующих основных характеристик:

Время:
- длительность геологических эпох либо их отрезков $T_г$
- абсолютный возраст месторождений $T_а$
- период анализа минерально-сырьевой базы t

площадь:
- металлогенических (структурно-формационных) зон либо их частей $S_м$
- регионов $S_р$
- стран $S_с$

число месторождений:
- определенного металла либо группы металлов $N_м$
- определенного геолого-промышленного либо рудно-формационного типа $N_п$
- определенного генетического типа $N_г$

масса:
- источников рудного вещества $M_и$, М
- транспортирующих агентов $M_т$, М
- руды в месторождениях $M_р$, М
- запасов металла p

содержания металлов:
- кларковые в земной коре κ_1
- в определенных типах пород κ_2
- в источниках вещества $C_и$
- в транспортирующих агентах $C_т$
- в руде $C_р$

Эти характеристики и их сочетания положены в основу систематизации количественных методов и методик.

Содержания элементов в рудах и породах в количественных методах учитываются преимущественно не в абсолютных значениях, а в соотношениях концентраций пар и групп элементов. Анализ таких соотношений производится главным образом для классификации месторождений, в первую очередь таких их групп, которые на первый взгляд относительно однородны по набору основных рудообразующих элементов.

Так, для обоснования разделения месторождений золота и серебра на различные типы широко используется отношение содержаний золота и серебра. По величине золото-серебряного отношения отчетливо выделя-

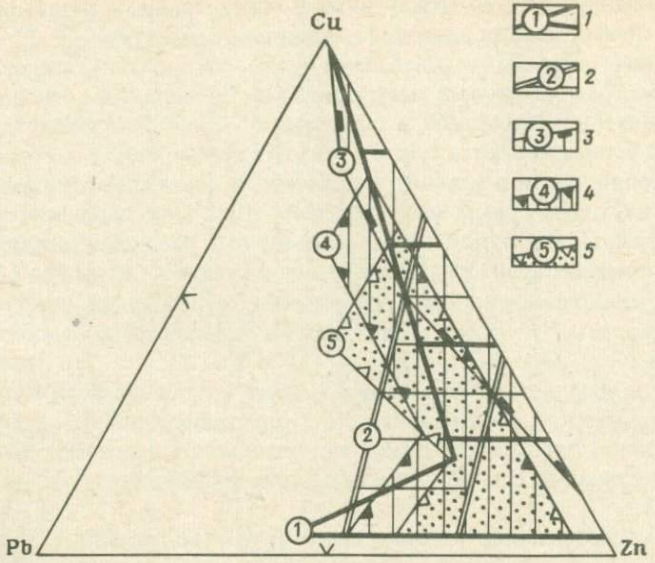


Рис. 13. Соотношения меди, цинка и свинца в разновозрастных месторождениях колчеданного семейства:
1–5 – месторождения: *1* – докембрийские, *2* – раннепалеозойские, *3* – силурийско-девонские Урала, *4* – герцинские Рудного Алтая, *5* – миоценовые Японии (Куроко)

ются разные по геологическим обстановкам месторождения, относимые по геолого-генетическим характеристикам к различным типам.

Многие исследователи подразделяют месторождения колчеданного семейства на рудно-формационные типы и подтипы на основе величины отношения содержаний Cu : Zn : Pb с построением барицентрических диаграмм (рис. 13). Используются также соотношения содержании какого-либо одного элемента ко всей их сумме – Cu : (Cu + Zn + Pb); Zn : (Cu + Zn + Pb); Pb : (Cu + Zn + Pb). В качестве дополнительных характеристик анализируются отношения содержаний золота и серебра. Следует отметить, что полученные таким образом значения отношений содержаний используются дополнительно к группировкам месторождений, полученным на основе геологических и формационных признаков, и выступают таким образом в качестве их количественного обоснования.

В ряде работ количественные характеристики руд, выраженные в отношениях содержаний меди, цинка и свинца, сопоставляются с главными петрохимическими характеристиками соответствующих геологических формаций, в частности, с показателями их щелочности либо с величиной соотношения содержаний калия и натрия. Этим обеспечивается обснование геохимической либо металлогенической специализации геологичес-

ких формаций и связей между ними и определенными рудно-формационными типами месторождений колчеданного семейства.

Сходные приемы использованы для обоснования гетерогенности группы медно-порфировых месторождений. По значениям отношения содержаний меди и молибдена, а также меди, молибдена и золота, золота и серебра устанавливаются существенные различия между месторождениями, находящимися в разной геологической обстановке и ассоциирующими с плутонами различных формаций. При этом выявляются отчетливые связи между рудоносными формациями различной щелочности и геохимическими характеристиками ассоциирующих с ними руд [11].

Для классификационных группировок сульфидных никелевых и медно-никелевых месторождений широко используются отношения содержаний Ni : Co, Ni : Cu, Cu : Ni, Cu :(Cu + Ni). Эти отношения, как и абсолютные содержания никеля, сопоставляются в рудоносных мегматических образованиях. Рост содержаний никеля с повышением основности пород, выражаемой в степени магнезиальности, позволяет на количественной основе выделять рудно-формационные типы месторождений.

При классификации рассматриваемых месторождений [28] использовано сочетание комплекса характеристик: отношения содержаний Ni: Co, Ni : Cu, Pt : Pd; содержания Pd; диапазоны концентраций MgO по группам, их средние значения. Сопоставление данных характеристик с геотектонической позицией месторождений и их геологическими особенностями обеспечивает объективные основы рудно-формационных классификаций (рис. 14).

При анализе геохимических особенностей месторождений платиноидов и платиноносных руд широко применяют анализ отношений содержаний платины и палладия, а также сумм элементов (Pt + Pd) : (Ru + Ir + + Os). Значения этих величин позволяют различать на первый взгляд однотипные объекты, а также выступают в качестве количественных показателей разных по природе скоплений руд.

А. Налдретт для месторождений платиноидов, платиноносных и платиносодержащих руд использует нормирование содержаний металлов платиновой группы и золота на их концентрации в хондритах [23]. При этом в качестве классификационных характеристик используются не только уровни накопления содержаний в хондритах, но и ориентировки соответствующих графиков, построенных по уровням накопления элементов в ряду Os–Ir–Ru–Rh–Pt–Pd–Au (рис. 15). Подобное "эталонирование", сопоставление составов руд месторождений с одной и той же базой имеет не только классификационные, но и генетические следствия.

Соотношения содержаний тех или иных элементов в рудах месторождений с аналогичными величинами в предполагаемых источниках вещества либо рудоносных породах используется для определения меры воз-

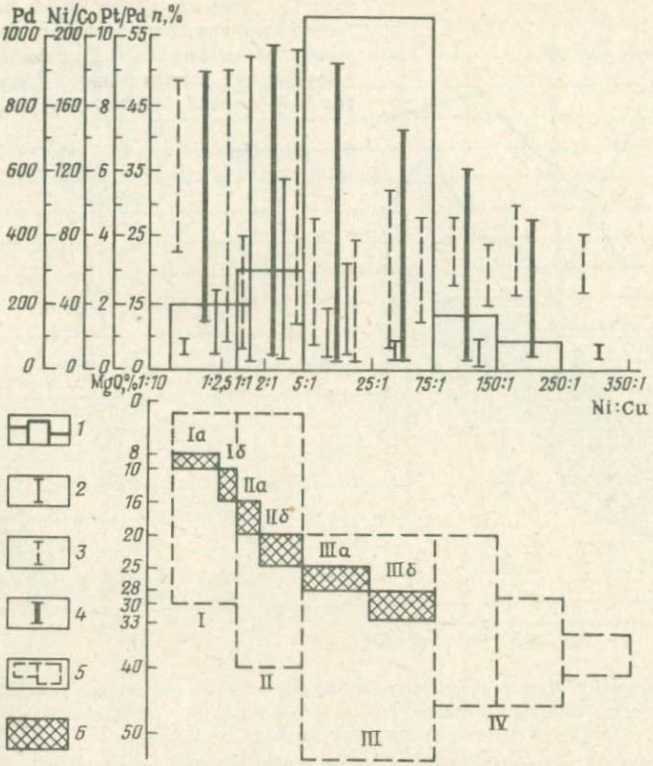


Рис. 14. Типы сульфидоносных магматических формаций и связанных с ними месторождений меди, никеля и металлов платиновой группы:
1 – распределение месторождений по величине отношения никеля к меди; *2–4* – диапазоны значений по классам никель-медного отношения: *2* – отношений платины к палладию, *3* – отношений никеля к кобальту, *4* – содержаний палладия, мг/т; *5* – диапазоны концентраций MgO в породах рудоносных формаций; *6* – усредненные гомогенизированные значения содержаний MgO в рудоносных формациях. I–III – рудоносные формации (субформации, эквивалентные им типы месторождений): I – габбро-троктолит-долеритовая (Ia – габбро-троктолитовая, дулутский тип, Iб – габбро-долеритовая, норильский тип), II – габбро-норит-пироксенит-перидотитовая (IIa – габбро-норит-пироксенит-перидотитовая, Бушвельдский тип, IIб – габбро-пироксенит-перидотитовая; печенгский тип), III – пироксенит-перидотитовая, (IIIa – пироксенит-перидотитовая, камбалдинский тип, IIIб – перидотит-дунитовая, маунткейский тип); IV – формационно неклассифицированные проявления оруденения, связанного с гипербазитовым магматизмом

можного соответствия тех и других. Однако нередко соотношения содержаний в сравниваемых объектах существенно различаются. Это сопровождается неоднозначными интерпретациями – допущением дифференцированного выведения разных элементов из источника, рассеиванием

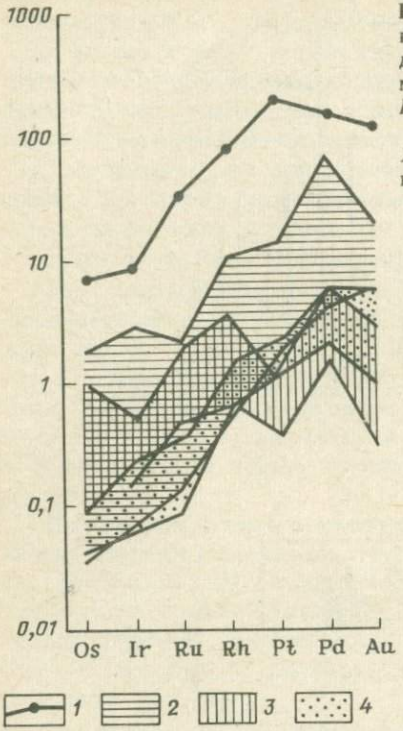


Рис. 15. Диапазоны содержаний металлов платиновой группы и золота в месторождениях различных типов (содержания нормированы на концентрации в хондритах). *По Л. Кабри и А. Налдретту [5] с упрощениями:*
1 – риф Меренского, *2* – "платобазальтовый" тип, *3* – коматиитовый тип, *4* – тип Садбери

того или иного элемента на путях транспортировки, отсутствием условий для его концентрирования в области рудонакопления и т.п.

Нормирование содержаний рудообразующих элементов на их кларки в земной коре либо на концентрации в породах определенного состава широко используется для расчета коэффициентов концентрирования либо уровней накопления. Последние служат для оценки интенсивности рудонакопления при различных по природе геологических процессах, а также для анализа глобальных процессов металлогенеза.

Данный методический прием использован автором в ранее выполненном обобщении [9]. Уровни накопления определялись по каждому геолого-промышленному либо генетическому типу месторождения для максимально доступного числа элементов, входящих в состав руд. Это позволило оценить для широкого круга элементов степень обогащения–обеднения в различных рудообразующих процессах, выявить ряды накопления элементов в разных типах месторождений, а также оценить предельные (максимальные и минимальные); промежуточные и остаточные (реститовые) концентрации. Сопоставление месторождений по уровням накопления одних и тех же либо различных элементов, а также по

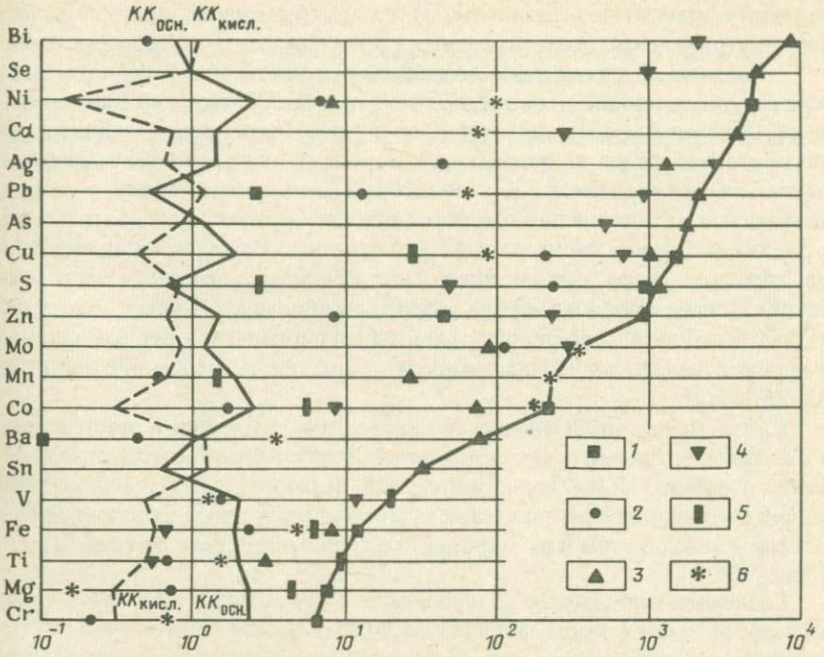


Рис. 16. Сводная диаграмма уровней накопления рудообразующих элементов:
1–6 – месторождения: *1* – медно-никелевые, *2* – меднопорфировые, *3* – колчеданного семейства, *4* – медистые песчаники и сланцы, *5* – железорудные, *6* – железомарганцевые и марганцевые

рядам концентрирования создает количественные основы для оценки интенсивности рудонакопления при разных по природе рудообразующих процессах.

Для 20 элементов (рис. 16) определен ряд по максимальным уровням накопления (от максимальных к минимальным) для группы типов месторождений (в скобках последовательность по величине кларков): $10^4 - 10^3$ – Bi (1), Se (2), Ni (11), Cd (5), Ag (3), Pb (8), As (6), Cu (10), S (15); $10^3 - 10^2$ – Zn (12), Mo (4), Mn (17), Co (9); $10^2 - 10^1$ – Ba (16), Sn (7), V (14), Fe (20); $10^1 - 10^0$ – Ti (18), Mg (19), Cu (13). Несовпадение ряда по накоплению и ряда по распространенности элементов в земной коре не подтверждает представлений о пропорциональности концентраций компонентов в рудах их рассеянным содержаниям.

Установление для каждого типа месторождений собственных рядов накопления элементов отражает специализацию рудообразующих процессов и источников вещества. В то же время близкие уровни накопле-

ния части элементов в различных типах месторождений могут отражать определенные черты сходства разных процессов рудоконцентрирования.

Аналогичный анализ выполнили Р. Керрич и Р. Ходдер для архейских золоторудных и цинково-медноколчеданных месторождений Канадского щита. Содержания основных металлов в рудах были нормированы на фоновые концентрации во вмещающих породах с определением коэффициентов концентрирования. Для золоторудных месторождений с различным жильным заполнением была установлена разная последовательность в рядах накопления таких элементов как золото, серебро, мышьяк, сурьма, вольфрам, медь, свинец, цинк. В то же время в основных месторождениях колчеданного семейства золото, серебро, медь, цинк и свинец обладают близкими коэффициентами концентрирования, а ряд накопления в целом отвечает последовательности – Au, Ag, Cu, Zn, Pb либо Au, Ag, Zn, Cu, Pb.

Связи между рассеянными содержаниями элементов в земной коре и их концентрациями в месторождениях получили количественное выражение в работах Л.Н. Овчинникова, В.В. Иванова, Р.В. Панфилова. Эти исследователи выявили зависимости между средними содержаниями элементов в земной коре и их мировыми и геохимическими запасами (табл. 7, рис. 17).

Геохимические запасы Q определены через кларки элементов с учетом массы земной коры мощностью 40 км. Запасы элементов в месторождениях P определены как суммарные мировые (без социалистических стран). Коэффициенты накопления $K_н$ рассчитаны как отношение $P : Q$. По частным значениям $K_н$ выведено его среднее значение, равное $2{,}8 \cdot 10^{-7}$, при точности оценки $\pm 1{,}2 \cdot 10^{-7}$, стандартном отклонении 3,68, коэффициенте вариации 131,67. Через отношение частных значений $K_н$ к его среднему определен коэффициент пропорциональности $K_п$. Последний при низких значениях свидетельствует, по мнению авторов, о значительных перспективах выявления запасов соответствующего элемента.

Не оспаривая возможности проведения подобных расчетов, отметим некоторые ограничения их приложимости.

Величины коэффициентов накопления, естественно, так или иначе связаны со спецификой процессов рудонакопления, различных для разных элементов и генетических типов их месторождений. Вследствие этого трудно допустить существование для всего разнообразия элементов, рудоконцентрирующих процессов и месторождений единого значения коэффициента накопления, в качестве которого В.В. Иванов и Р.В. Панфилов принимают расчетное среднее. Коэффициенты пропорциональности, определенные как доли частных значений $K_н$ от среднего, могут рассматриваться лишь как таковые, а не как показатель полноты реализации потенциала геохимических запасов в запасы промышленных месторождений. Авторы не объясняют те случаи, когда частные значения $K_н$ в несколько раз выше среднего. Вряд ли правилен вывод о том, что в таких

Таблица 7

Соотношения между геохимическими запасами элементов в земной коре Q и запасами, сконцентрированными в рудных месторождениях *P*. По *В.В. Иванову* и *Р.В. Панфилову* (1979 г.)

Элемент	*Q*, млн т	*P*, млн т	$K_н$, $n \cdot 10^{-7}$	$K_п$
Fe	$5{,}1 \cdot 10^{11}$	$2{,}43 \cdot 10^{5}$	4,7	1,7
Mn	$1{,}1 \cdot 10^{10}$	$3{,}75 \cdot 10^{3}$	3,4	1,2
Cr	$9{,}1 \cdot 10^{8}$	$1{,}7 \cdot 10^{3}$	18,4	6,6
Ni	$6{,}4 \cdot 10^{8}$	95,7	1,5	0,5
Co	$2{,}0 \cdot 10^{8}$	4,1	0,2	0,1
W	$1{,}4 \cdot 10^{7}$	1,4	1,0	0,4
Mo	$1{,}2 \cdot 10^{7}$	8,4	7,0	2,5
Al	$8{,}9 \cdot 10^{11}$	$1{,}8 \cdot 10^{4}$	0,2	0,1
Cu	$5{,}2 \cdot 10^{8}$	465	8,9	3,2
Pb	$1{,}8 \cdot 10^{8}$	135	7,5	2,7
Zn	$9{,}1 \cdot 10^{8}$	214	2,4	0,9
Sn	$2{,}8 \cdot 10^{7}$	6,76	2,4	0,9
Sb	$5{,}5 \cdot 10^{6}$	1,63	3,0	1,0
Hg	$9{,}1 \cdot 10^{5}$	0,442	4,9	1,8
K	$2{,}8 \cdot 10^{11}$	$5{,}6 \cdot 10^{4}$	2,0	0,7
S	$4{,}0 \cdot 10^{9}$	$2{,}7 \cdot 10^{3}$	6,8	2,4
Ba	$7{,}2 \cdot 10^{9}$	172	0,2	0,1
F	$7{,}3 \cdot 10^{9}$	182	0,2	0,1
Ti	$5{,}0 \cdot 10^{10}$	634	0,1	0,04
B	$1{,}3 \cdot 10^{8}$	54	4,2	1,5
Au	$4{,}7 \cdot 10^{4}$	0,036	7,6	2,7
Be	$4{,}2 \cdot 10^{7}$	1,178	0,3	0,1
Li	$3{,}5 \cdot 10^{8}$	28,5	0,8	0,3
Nb	$2{,}2 \cdot 10^{8}$	16,1	0,7	0,2
Ta	$2{,}8 \cdot 10^{7}$	0,52	0,2	0,1
Zr	$1{,}9 \cdot 10^{9}$	36,9	0,2	0,7
U	$2{,}8 \cdot 10^{7}$	8,9	3,2	1,1
Pt	$5{,}5 \cdot 10^{4}$	0,009	1,6	0,6
Pd	$1{,}4 \cdot 10^{5}$	0,004	0,3	0,1
Re	$7{,}7 \cdot 10^{3}$	0,0011	1,8	0,6
Th	$1{,}4 \cdot 10^{8}$	1,12	0,1	0,04
Cs	$4{,}1 \cdot 10^{7}$	0,5	0,1	0,04
Ag	$7{,}7 \cdot 10^{5}$	0,13	1,7	0,6
V	$9{,}9 \cdot 10^{8}$	25,5	0,3	0,1
Bi	$1{,}1 \cdot 10^{6}$	0,084	0,8	0,3
Sr	$3{,}7 \cdot 10^{8}$	8,0	0,2	0,1

случаях имеет место превышение предела реализации геохимического потенциала в запасы, лимитируемого средним значением $K_н$.

С другой стороны, в мировых запасах учтены месторождения с существенно различными значениями минимально промышленных содержаний рудообразующих элементов. В отдельных случаях (например, в

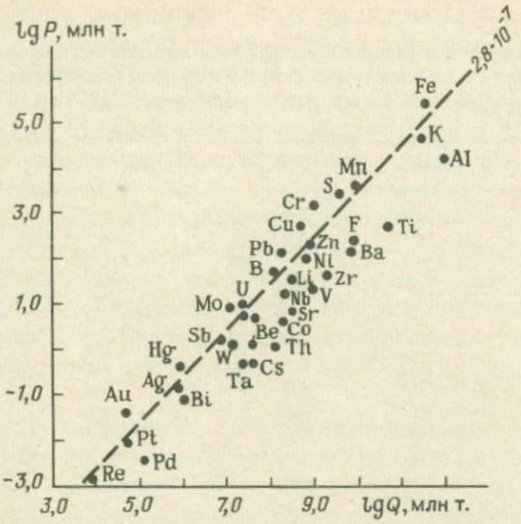


Рис. 17. Соотношения мировых (без социалистических стран) запасов элементов, сконцентрированных в месторождениях (*P*), и геохимических запасов, рассеянных в породах земной коры (*Q*). *По В.В. Иванову и Р.В. Панфилову*

месторождениях алюминия) в запасах учтены лишь технологически доступные скопления элемента, а не реальные его массы с высокими концентрациями в горных породах. Вследствие этого уровни колебаний $K_{\text{п}}$ для каждого элемента могут иметь весьма значительный диапазон не только по геолого-промышленным типам, но и по континентам и странам.

Вместе с тем, использованная В.В. Ивановым и Р.В. Панфиловым методика и полученные значения коэффициентов накопления дают возможность сопоставить уровни концентрирования различных элементов и оценить интенсивность их накопления при различных рудообразующих процессах. В этой связи обращают на себя внимание близость значений $K_{\text{н}}$ для элементов, накапливавшихся при однотипных процессах (в частности, Mo, Cu, Au, Sn, Sb, Be, Ta; Zr), и значительные контрасты между разными продуктами рудогенеза (например, Cr и Al).

Анализ зависимости между *содержаниями рудообразующих элементов и массами геологических тел* используется при решении многих задач теоретического и прикладного плана.

Для получения количественных характеристик рудообразующих процессов и оценки приложимости тех или иных генетических концепций оцениваются балансы взаимодействующих масс через количественные отношения содержащихся в них металлов. Обратные зависимости

между содержаниями элементов в рудах, транспортирующих агентах, источниках рудного вещества и их массами позволяют определить значения их отношений по выражениям:

$$\frac{C_р}{C_т}=\frac{M_т}{M_р};\quad \frac{C_р}{C_и}=\frac{M_и}{M_р};\quad \frac{C_т}{C_и}=\frac{M_и}{M_г}.$$

Доступность значений $C_р$ и $M_р$ по прямым характеристикам месторождений, а значения $C_т$ – из аналитических либо расчетных данных позволяют оценить баланс масс по стадиям (ступеням) концентрирования рудного вещества с определением возможных значений $M_т$, $C_и$, $M_и$. Очевидно, в случаях существенного превышения значениями $M_т$ и $M_и$ величин, допускаемых геологическими масштабами либо граничениями, необходимо пересмотреть базовые положения оцениваемой модели рудообразующего процесса либо анализируемой генетической концепции.

А.Налдретт [23], [35] и другие исследователи для оценки баланса масс при собственно магматических процессах накопления сульфидов и металлов платиновой группы применяют выражение:

$$C_р=\frac{C_а\cdot D\cdot(A+1)}{(A+D)};$$

где D – коэффициент распределения Нернста, определяемый как отношение содержаний того или иного элемента в сульфидном расплаве к содержаниям в силикатном расплаве; A – отношение массы силикатной магмы к массе сульфидного расплава; $C_а$ – содержание металла, находящегося в равновесии с силикатной магмой; $C_р$ – содержание металла в руде.

А. Налдретт по заданным значениям D рассчитал варианты величин A и эквивалентных им содержаний рудообразующих элементов в силикатных и сульфидных расплавах Выборка из результатов моделирования приведена в табл. 8.

Данная методика расчетов позволяет также анализировать достоверность оценок содержаний рудообразующих элементов в соответствующих магматических расплавах – источниках рудного вещества.

Зависимости между содержаниями металла в руде, его запасами и запасами руды в отдельных блоках и группах месторождений имеют более сложный характер, чем следует из выражения $P = C_р M_р$.

С. Ласки для анализа зависимостей между концентрациями полезных ископаемых и запасами руды предложил формулу $C_р = a + b \lg M_р$

Это выражение, известное как закон Ласки, широко используется для оценок возможных масштабов рудонакопления в глобальных масштабах и для анализа структуры запасов и минерально-сырьевой базы по группам однотипных месторождений.

Д. Зингер и Дж. Де Юнг [48] исследовали приложимость закона

Модельные составы силикатных и сульфидных расплавов. *По А. Налдретту* [23]

Таблица 8

D рудообразующих элементов	Частные значения *A*	Содержания в силикатном расплаве				Содержания в сульфидном расплаве					Содержания в рудах месторождений, близких к модельным				
		Ni	Cu	Co	Pt+Pd	Ni	Cu	Co	Pt	Pd	Ni	Cu	Co	Pt	Pd
Архейский коматиитовый тип															
													Ланнон		
Ni – 100, Cu – 250, Co – 40	1140	28	68	1,2	1,3	11,4	0,70	0,27	1,2	2,0	12,2	1,04	0,31	1,75	1,62
													Пайп		
Pt – 1000, Pd – 1500	390	6	35	0,17	0,17	3,9	0,15	0,14	0,17	0,26	4,0	0,16	0,16	0,05	0,12
Протерозойский коматиитовый тип															
													Доналдсон Вест		
Ni – 174, Cu – 250, Co – 57	890	148	40	5,0	10,0	15,3	3,70	0,23	5,0	15,0	15,5	3,7	0,23	4,13	15,5
													Катинич		
Pt – 1000, Pd – 1500	759	118	38	2,5	4,0	13,2	2,96	0,22	2,5	6,0	10,5	3,11	0,21	3,32	6,71
Платобазальтовый тип															
													Грейт-Лейкс		
Ni–275, Cu–250, Pt – 1000, Pd – 1500	190	390	9,77	–	14,7	5,23	9,76	–		9,77	22,0	5,23	9,76	5,58	22,5

Примечание. Содержания Ni, Cu и Co даны в %, Pt и Pd – в г/т.

Ласки к группе месторождений с учетом следующих из него зависимостей:

$$C_p = a + b \lg M_p;$$
$$P = c + d \lg M_p;$$
$$P = e + f \lg C_p.$$

Анализировавшиеся группы типов месторождений существенно различаются по значениям коэффициентов корреляции и постоянных a, b, c, d, e, f (табл. 9, 10).

Таблица 9

Корреляция запасов и содержаний и значения коэффициентов регрессии в уравнении С. Ласки для месторождений меди. По данным *Д. Зингера* и *Дж. Де Юнга* [48]

Типы месторождений	Число месторождений	$C_p = a + b \cdot \lg M_p$			$M_p = a + b \cdot \lg C_p$	
		Коэффициент корреляции	a	b	c	d
Скарновые	35	–0,997	0,129	–0,0138	9,37	–72,0
Колчеданные в основных вулканитах	37	–0,975	0,260	–0,0273	9,44	–34,8
Колчеданные в кислых вулканитах	92	–0,983	0,283	–0,0298	9,43	–32,3
Медно-порфировые	165	–0,973	0,047	–0,0037	12,7	–257,0
Всего (включая 66 мелких медно-никелевых месторождений)	395	–0,950	0,194	–0,0180	10,6	–50,2

Закон Ласки в ряде работ используется для оценок металлогенического потенциала, геохимических запасов и пределов расширения минерально-сырьевой базы при снижении содержаний за границы принятых минимально промышленных.

Н. Пэйдж и С. Кризи на основе гиперболической зависимости между концентрациями металла и количеством руды, необходимой для получения одной его тонны, предложили формулу оценки энергозатрат, применимую не только для процессов переработки руд, но и для энергетических характеристик рудообразующих процессов:

$$E_т = E_д \; M_p + E_м,$$

Корреляция содержаний и запасов и значения коэффициентов регрессии для месторождений меди.
По данным *Д. Зингера* и *Дж. Де Юнга* [48]

Таблица 10

Типы месторождений	Число месторождений	$\lg C_p = a + b \cdot \lg M_p$			$\lg P = a + b \cdot \lg M_p$			$\lg P = a + b \cdot \lg C_p$		
		Коэффициент корреляции	a	b	Коэффициент корреляции	a	b	Коэффициент корреляции	a	b
Скарновые	35	–0,4703	–0,9973	–0,1224	0,9674	–0,9973	0,8776	–0,2315	3,0089	–0,8072
Колчеданные в основных вулканитах	37	–0,1334	–1,4269	–0,0379	0,9598	–1,4269	0,9621	–0,1502	5,5792	0,5302
Колчеданные в кислых вулканитах	92	–0,4000	–0,5027	–0,2000	0,8677	–0,5027	0,8000	–0,1085	4,8996	0,2002
Медно-порфировые	165	–0,1463	–2,6042	–0,0420	0,9648	–2,6042	1,0420	–0,4011	9,3842	1,5098
Всего (включая 66 мелких медно-никелевых месторождений)	395	0,4183	–1,0811	–0,1376	0,9449	–1,0811	0,8624	–0,0979	4,4815	–0,2718

где E – необходимая энергия ($E_т$) для получения 1 т металла из руды массой $M_р$, $E_д$ – для добычи и обогащения 1 т руды, $E_м$ – для металлургического передела концентрата).

Поскольку $M_{р_1} = 1 : C_р$, приведенное выше выражение преобразуется к виду:

$$E_т = E_д / C_р + E_м .$$

При постоянных для тех или иных технологических процессов значениях E_d и $E_м$ энергозатраты $E_т$ зависят только от содержаний металла в руде.

Ранее показано, что на основе формулы, предложенной И. Пейджем и С. Кризи, возможна оценка энергозатрат на концентрирование металлов в природных процессах от содержаний C_1 до содержаний C_2 как разности величин $E_т$, эквивалентных соответствующим содержаниям, по выражению

$$\Delta E = E_д \frac{C_2 - C_1}{C_2 C_1}$$

Значения $E_д$ зависят от используемых технологий обогащения и различны для разных руд и металлов, что учитывается при приведении конкретных расчетов. В то же время пропорциональность энергозатрат коэффициенту концентрирования, выраженному как $(C_2 - C_1)/C_2C_1$, позволяет сопоставлять различные ступени процессов накопления металлов по возможным относительным энергозатратам.

Зависимости *число месторождений – запасы металлов* исследуются в различных аспектах.

Наиболее простые процедуры – расчеты средних запасов для выборок месторождений определенных геолого-промышленных либо генетических типов с целью выявления их усредненных либо типовых количественных характеристик, используемых для построения статистических моделей.

Широко практикуется анализ распределения месторождений по классам запасов с построением гистограмм (рис. 18): частота встречаемости в долях единицы либо в процентах – классы месторождений (в арифметической либо логарифмической шкале). Сглаженные графики такого рода распределений имеют вид близкий к гиперболическому, хотя по мнению многих исследователей, действительное распределение имеет экспоненциальный характер. Вместе с тем, в приближенных оценках допустимо использование выражения

$$N_д P_к = \text{const} .$$

где $N_д$ – доли месторождений в выборке, $P_к$ – классы запасов.

Степень соответствия реальных распределений месторождений гиперболической зависимости позволяет судить о полноте выявления (обнаружения) месторождений того или иного типа в глобальном масштабе либо в пределах весьма крупных металлогенических единиц при недостаточном уровне их изученности.

Для оценки роли месторождений разных масштабов в суммарных

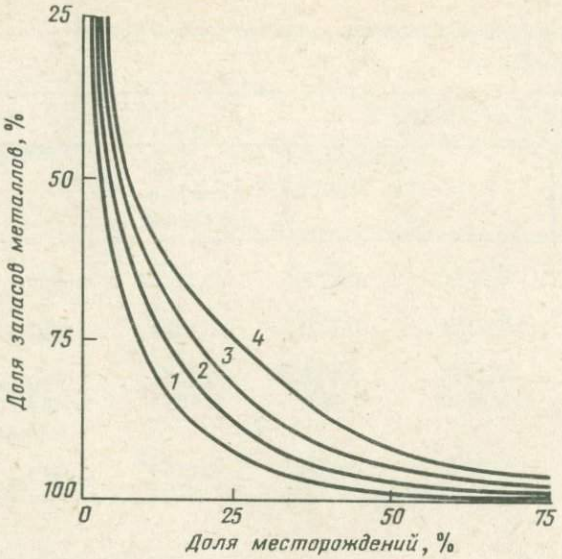


Рис. 18. Зависимость запасов и месторождений меди и никеля. *По данным Д. Зингера и Дж. Де Юнга* [48]:
1–4 – месторождения (цифры в кружках): *1* – меднопорфировые, меднорудные скарновые и медно-никелевые, *2* – сульфидные медно-никелевые, *3* – меднопорфировые, *4* – латеритные никелевые

запасах металла всех типов объектов либо какого-либо одного типа анализируются зависимости доля числа месторождений – доля запасов. Так, в частности, автором для 170 зарубежных меднопорфировых месторождений показано, что из 334 млн т меди 10,7% приходится на 1,76% объектов; 27,4 на 5,86; 47,3 на 14,1; 81,8 на 40; 95 на 66; 98,7 на 83; 99,8 на 94%. Применение этой методики для нескольких типов месторождений одного и того же металла (металлов) позволяет дать их сравнительную оценку прежде всего в отношении роли крупных месторождений с сопоставлением масштабности соответствующих рудообразующих процессов. Данные подобного анализа приведены в табл. 11. Расхождения в характеристиках меднопорфировых месторождений по сравнению с приведенными в тексте связаны с несовпадением выборок, а также с тем, что автором было учтено значительное число мелких месторождений с запасами менее 0,8 млн т.

Внимание многих исследователей привлекла разработка Н. Роулэндса и Д. Сэмпи, обосновавшими в 1977 г. приложимость закона Ципфа для анализа состояния минерально-сырьевой базы и прогноза рангов, числа и запасов необнаруженных месторождений в недостаточно изученных и опоискованных регионов. Закон Ципфа, используемый для коли-

Таблица 11

Соотношения кумулятивных долей числа объектов и запасов металла в месторождениях меди. По данным *Д. Зингера* и *Дж. Де Юнга* [48]

Доля в общем числе месторождений	Доля запасов в месторождениях различных типов (число учтенных месторождений)				
	Скарновые (35)	Колчеданные в основных вулканитах (37)	Колчеданные в кислых вулканитах (92)	Медно-порфировые (165)	Все типы (включая 66 мелких медно-никелевых месторождений)
0,05	0,36	0,37	0,56	0,50	0,65
0,10	0,59	0,55	0,68	0,64	0,78
0,25	0,85	0,84	0,80	0,82	0,93
0,50	0,96	0,96	0,96	0,94	0,98
0,75	0,99	0,99	0,99	0,98	0,99

чественных описаний некоторых сторон человеческой деятельности, соответствует частному случаю распределения Парето (при $K = 1$):

$$S_m : S_n = k\,(n : m),$$

где S – величины объектов разных рангов, (m и n – соответствующие ранги).

После преобразований и замены S на P (величина запасов металла) указанное выражение приобретает вид $P_m m = P_n = \text{const}$.

Иными словами, произведение запасов металла месторождений данного ранга на номер ранга, должно быть постоянной величиной. Нетрудно видеть, что эта зависимость – гиперболическая, как и в случаях анализа распределения месторождений по классам.

Методика, предложенная Н. Роулэндсом и Д. Сэмпи, сводится к простой процедуре ранжирования известных месторождений по крупности (от больших к меньшим), определении максимального значения произведения запасов на ранги месторождений и принятие этого значения в качестве постоянной величины, соответствующей объекту первого ранга с наибольшими запасами. При отсутствии подобного месторождения в фактической выборке допускается возможность его существования и обнаружения. В дальнейшем значение постоянной величины делится на 2, на 3 и так далее до крайнего значения ранга, ограничиваемого масштабами промышленно значимых объектов. Полученные таким образом запасы месторождений выводимого рангового ряда сравниваются с запасами и рангами в фактической выборке. При этом в случае наличия объектов их ранг меняется на расчетный, а при отсутствии – полученные значения запасов и рангов относят к необнаруженным объектам.

Таблица 12

Запасы реальных и прогнозируемых месторождений медистых песчаников Медного пояса Африки. По данным *Н. Роулэндса и Д. Сэмпи* (1977 г.)

Объекты	Фактические данные		Расчетные данные (const = 26)	
	Запасы меди, млн т	Ранг объектов	Запасы меди, млн т	Ранг объектов
А	–	–	26	1
Б	–	–	13	2
Инанга	8,5	1	8	3
Муфулира	6,2	2	6	4
В	–	–	5,2	5
Чилалабомве	4,0	3	4,0	6
Г	–	–	3,7	7
Рокана	3,9	4	3,0	8
Балуба	2,7	5	2,8	9
Д	–	–	2,6	10

Данный прием использован Н. Роулэндсом и Д. Сэмпи для составления табл. 12.

Другой способ заключается в построении логарифмической зависимости запасы–ранги по фактическим данным и в определении на графике значения запасов для объекта первого ранга, которые принимаются в качестве постоянных.

Н. Роулэндс и Д. Сэмпи при обосновании приложимости закона Ципфа к "предсказанию" запасов отнесли рудные тела к функции ощущения наблюдателя и, следовательно, к продуктам человеческой деятельности.

В этой связи уместно вспомнить, что отнесение того или иного скопления руд к месторождению определяется геолого-экономическими факторами и при прочих равных условиях зависит от содержания рудообразующих компонентов. Следовательно, на основе ранговых рядов можно рассчитать величину необнаруженных запасов с содержаниями металла, не отвечающими промышленным, поскольку концентрации в методике не учтены.

Если исходить из преобразований формулы закона Ласки, предложенных Д. Зингером и Дж. Де Юнгом, то зависимости запасов металла от его содержаний и запасов руд определяются следующими выражениями:

$$P = 10^{a} \cdot M_{p}^{b}; \quad P = 10^{c} \cdot C_{p}^{d}.$$

В соответствии с законом Ципфа запасы ранга m $(10^{c} \cdot C_{p}^{d} \cdot m)$ должны быть равны запасам ранга n $(10^{c} \cdot C_{p}^{d} \cdot n)$. Очевидно, что действи-

тельные значения запасов, рассчитываемые по ранговым рядам, должны лежать в области содержаний, превышающих промышленные. С другой стороны, степенные показатели, следующие из закона Ласки, могут иметь различные значения, не обеспечивающие соблюдение указанного равенства.

Критика рассматриваемой методики содержится в ряде работ. Вместе с тем, методика продолжает использоваться некоторыми исследователями без учета как отмеченных выше, так и высказанных самими разработчиками ограничений. В этой связи в дополнение к изложенному отметим следующие обстоятельства:

расчетами по ранговым рядам могут быть предсказаны месторождения, некогда существовавшие, но уничтоженные эрозией, а также месторождения, реально существующие на недоступных глубинах;

обнаружение каждого нового месторождения, более крупного, чем максимальное в известном ранговом ряду, нарушает его последовательность и сопровождается прогнозом все большего числа объектов и массы запасов;

реальный ранговый ряд может отвечать ограниченной по масштабам территории, в пределах которой отсутствует возможность обнаружения "предсказываемых" месторождений, в силу недостатка соответствующего пространства.

Несмотря на изложенные ограничения, методика Н. Роулэндса и Д. Сэмпи представляет определенный интерес при анализе распределения запасов между крайними членами фактических ранговых рядов месторождений. Существенные прикладные выводы могут быть получены при сопоставлении ранговых рядов и запасов месторождений одного и того же геолого-промышленного типа по близким достаточно крупным структурно-металлогеническим регионам с существенно различными уровнями изученности.

Анализ *распределения в геологическом времени месторождений и запасов* обычно осуществляется в рамках исторической металлогении преимущественно с целью выявления металлогенической специализации тех или иных временных отрезков и оценки интенсивности различных процессов рудонакопления.

Наиболее простая форма такого анализа – определение для каждой геологической эпохи набора элементов, образующих промышленные скопления. Подобные качественные различия металлогенических эпох служат основанием для построения принципиальных схем эволюции металлогенеза в истории земной коры и определения эпох, наиболее благоприятных для накопления того или иного металла. Немаловажное значение имеет анализ распределения во времени генетически однородных месторождений различных металлов, что позволяет выявить возможные относительные масштабы проявления рудообразующих процессов определенных типов. Анализ размещения во времени месторождений одних и

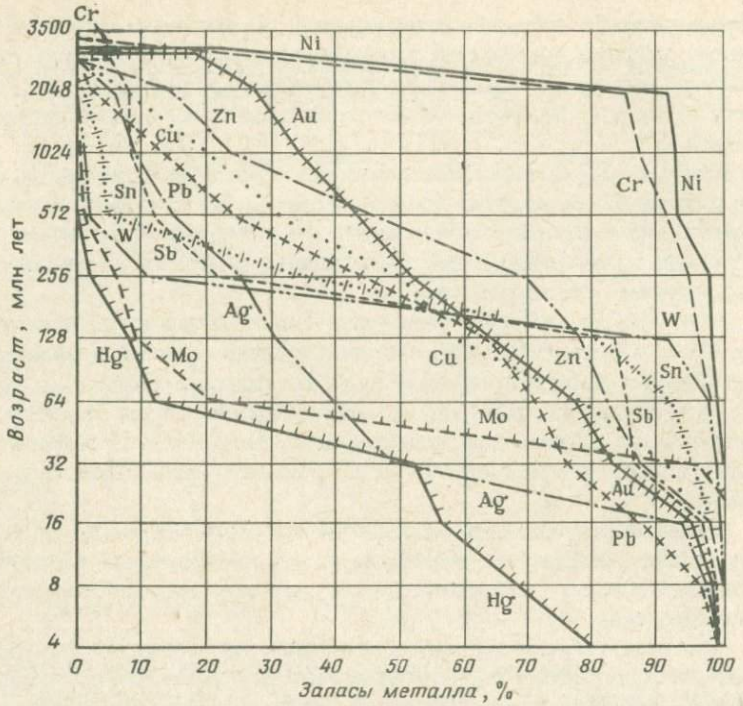


Рис. 19. Распределение запасов металлов в разновозрастных месторождениях. *По П. Лазничке* [42]

тех же металлов различной генетической принадлежности служит аналогичным целям.

Существенное значение имеет сопоставление эпох по наборам металлов и генетическим типам месторождений с господствующими геотектоническими режимами, интенсивностью магматизма базальтоидного и гранитоидного профиля и другими общегеологическими характеристиками. Это позволяет увязать специфику различных металлогенических и геологических эпох с условиями формирования и развития земной коры.

Исследования в области исторической металлогении получают количественную основу при анализе распределения в геологическом времени запасов металлов и числа месторождений. Нормирование массы накопившегося в ту или иную эпоху металла (либо группы родственных металлов) на длительность эпох позволяет определить продуктивность соответствующих временных отрезков. Такая же процедура, осуществляемая в отношении числа месторождений, позволяет оценить относительную частоту их появления в разных эпохах. Более строгие значения, позволяющие судить и о возможной длительности периодов возникновения

месторождений, получаются в тех случаях, когда запасы месторождений и их число соотносят с абсолютным возрастом месторождений и оценивают массу запасов, приходящуюся на принятую единицу времени (как правило, на 1 млн лет, реже на 10 млн лет).

Хорошо известна сводка П. Лазнички [42], проанализировавшего распределение мировых запасов месторождений цветных и благородных металлов от глубокого докембрия до современности (рис. 19) и отметившего приуроченность пиков накопления определенных металлов к тем или иным отрезкам тектоно-магматических циклов. В этом исследовании для многих металлов установлены примерно равные масштабы накопления на всех отрезках геологической истории, а также "пиковые" значения запасов для хрома и никеля в докембрии, вольфрама и олова в диапазоне 512–129 млн лет, молибдена на отрезке 64–32 млн лет. Часть металлов появляется в заметных промышленных скоплениях с определенных возрастных рубежей (ртуть, олово, вольфрам – с 512 млн лет).

Автором для выборки из 87 меднопорфировых месторождений с известными абсолютными возрастами и суммарными запасами меди более 198 млн т проведен анализ распределения во времени числа объектов и запасов с построением гистограмм и кумулятивных графиков. На этой основе была оценена распространенность месторождений в диапазоне 160–0 млн лет, составившая примерно 1 объект за 2 млн лет. Средняя скорость металлонакопления определена в 0,99 млн т за 1 млн лет, а в приведении к одному месторождению – 0,011 млн т за 1 млн лет (рис. 20) Выделены периоды максимального меденакопления, совпадающие с временными интервалами формирования вулкано-плутонических поясов в мезозое и кайнозое. Для наиболее богатого месторождениями и запасами временного диапазона 85–55 млн лет скорость меденакопления превышает 8 млн т за 1 млн лет, что составляет в приведении к месторождению более 0,3 млн т за 1 млн лет.

Изложенные методики расчетов в применении к месторождениям определенных рудно-формационных, геолого-промышленных, генетических типов позволяют получить комплекс количественных характеристик для разновременных проявлений процессов металлогенеза.

Зависимости *запасы – площади* анализируются преимущественно для получения количественных характеристик, используемых в прогнозных построениях.

Отношения известных запасов к площадям пространственных металлогенических категорий рассматриваются как продуктивность (металлоносность) последних. Для полноты подобного рода оценок, кроме известных на период расчета запасов, учитывается и кумулятивная добыча металлов к этому периоду. Сумма запасов и добытых металлов нормируется на площади структурно-металлогенических зон, рудных районов, рудных полей: $P = R/S$ где P – продуктивность, R – суммарные запасы известных месторождений + кумулятивная добыча, S – площадь.

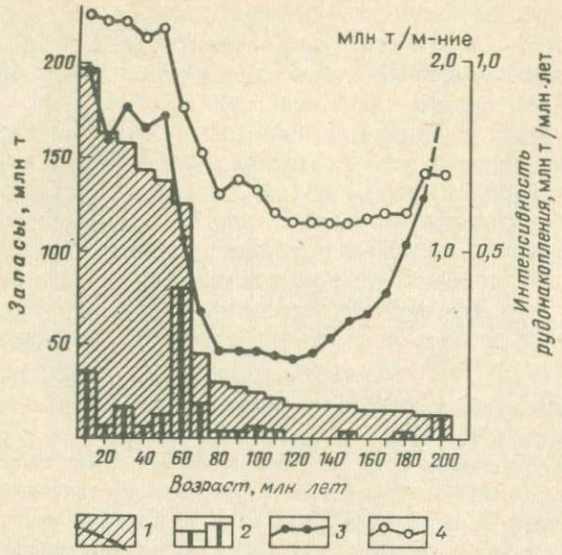


Рис. 20. Распределение во времени 87 зарубежных молибден-меднопорфировых и меднопорфировых месторождений с общими запасами меди 198 млн т:
1 – кумулятивные запасы, *2* – распределение запасов во времени, *3* – интенсивность рудонакопления (млн т/млн лет) по кумулятивным данным, *4* – средние запасы одного месторождения по кумулятивным данным

Полученные значения продуктивности для большинства металлов различаются по категориям площадей разного ранга примерно на порядок.

Для оценки интенсивности процессов рудонакопления важное значение имеет отнесение площадной металлоносности к длительности существования соответствующих металлогенических зон. Продуктивность, приведенная ко времени, при таких расчетах выражается в массе металла на единицу площади за единицу времени (например, тыс. т/кв. км млн лет) : $P_1 = R/ST$.

Учет числа месторождений дает представление об их средних масштабах, приходящихся на единицу площади и единицу времени (тыс. т/1 кв. км млн лет число месторождений) : $P_2 = R/S \cdot T \cdot N$.

Данная методика оценок дает возможность получить количественные характеристики и для общеметаллогенических построений. При анализе структуры минерально-сырьевой базы оценивается распределение запасов того или иного металла либо группы ассоциирующих металлов по геолого-промышленным типам месторождений и доля этих типов в добыче. При сопоставлении удельных весов месторождений в запасах и добыче того или иного металла определяется сравнительная освоенность

горнодобывающей промышленностью объектов различных типов, что влияет на выбор приоритетных направлений геологоразведочных работ.

Для оценки использования минерально-сырьевой базы и определения темпов ее развития применяют различные методы, *основанные на сопоставлении запасов, добычи и потребления* того или иного металла либо группы металлов.

Степень горно-промышленного освоения запасов определяется для крупных регионов и стран через коэффициент вовлечения их в эксплуатацию d (%):

$$d = \frac{Д}{P} 100,$$

где $Д$ – годовая добыча металла, P – суммарные его запасы.

Этот показатель характеризует уровень народнохозяйственного освоения недр и используется в сопоставлениях регионов и стран.

Обеспеченность горнодобывающих предприятий запасами a (в годах) оценивается по обратному отношению: $a = \frac{P}{D}$.

Годовая добыча металла может перекрывать его внутреннее потребление Q, совпадать с ним, либо обеспечивать лишь частично. Оценка обеспеченности потребления P_1 (%) добываемым металлом производится по выражению

$$P_1 = \frac{Q}{Д} 100.$$

Обеспеченность потребления запасами P_2 (%) рассчитывается по отношению

$$P_2 = \frac{Q}{P} 100,$$

а с учетом соотношения добычи и запасов по выражению $P_2 = \frac{Q}{a \cdot Д}$.

Указанные характеристики используются также для получения расчетных данных для определения темпов развития минерально-сырьевой базы на перспективу (на период t лет). Основу таких расчетов составляет величина кумулятивной добычи металла $t \cdot Д$, определяемая, как правило, с учетом некоторых коэффициентов, отражающих темпы прироста. Кумулятивная добыча металлов и ее уровень на завершение периода t ($Д_1$) должны отвечать кумулятивному потреблению $t \cdot Q$ и его величине на конец планируемого периода Q_1. Иными словами, заданный с учетом комплекса факторов уровень потребления металла требует соответствующего роста добычи. Следует подчеркнуть, что в данном случае потребление включает всю используемую массу металла, независимо от направления использования (внутреннее, складские запасы, внешний рынок). Эти

данные позволяют определить масштабы и темпы прироста запасов за период t с учетом заданной на его завершение обеспеченности добычи запасами a_1:

$$\Delta P = a_1 \cdot Д_1 - t \cdot Д - P_o$$

с учетом равенств $\Delta P = P_1 - P; P_1 = A_1 Д_1$; $P = t \cdot Д + P_o$,, где P – запасы на начало периода, P_o – запасы сверх покрытия кумулятивной добычи за время $t_1 \cdot P_1$ – запасы на конец периода t.

Потребные приросты запасов могут быть рассчитаны и через потребление:

$$\Delta P = Q/P_2^1 - t \cdot Q - P_o$$

с учетом выражений $P = t \cdot Q + P_o$; $P_1 = Q/P_2^1$, где P_2^1 – заданная обеспеченность потребления запасами на конец планируемого периода.

Оценка требуемого прироста возможна и по следующим выражениям, связывающим добычу, потребление и обеспеченность:

$$\Delta P = a_n Д_1 - t \cdot Q - P_o; \quad \Delta P = a_1 Д_1 - t \cdot P_2 \cdot a \cdot Д - P_o$$

Естественно, что все способы расчета прироста запасов предполагают получение их минимально возможных значений.

Методы, аналогичные изложенным, использованы Канадской Геологической службой для оценки перспектив развития медедобывающей промышленности Канады и ее сырьевой базы на период 1975–2000 гг. При этом выполнена серия операций с учетом следующих данных:

1. Производство меди в 1975 г. (800 тыс. т) принято за 1P.

2. Прогноз годового производства в 2000 г. оценивается по минимуму в 1,9 P, по максимуму – в 2,9 P.

3. Прогноз кумулятивного производства меди за 1975–2000 гг. – от 37 P до 47 P (в том числе на внутреннее потребление – от 12 до 16 P).

4. Возможное получение меди за счет запасов уровня 1975 г. составляет 23 P при извлечении металла 20 P.

5. Дополнительное количество меди в течение 1975–2000 гг. (3–4 – разность между расчетным кумулятивным производством и извлекаемыми запасами по уровню 1975 г.; минимум 17 P, максимум 27 P).

6. Потребность в новых запасах – исходные от 19 P до 31 P при извлекаемых от 17 P до 27 P.

7. Запасы, которые должны быть обнаружены к 2000 г. (23 х 1,9 – минимум, 23 х 2,9 – максимум).

8. Требуемое выявление новых запасов на основе прогнозируемой потребности – от 63 P до 98 P (п.6 + п.7).

9–12. Оценки возможных источников получения требуемых запасов: 9. – предполагаемых в известных горнорудных районах (10 P – 30 P); 10 – обнаруженные, но не разведанные месторождения, пока при-

надлежащие к категории непромышленных (25 P); 11 – выявление новых промышленных месторождений за пределами известных горнорудных районов (50 P –200 P); 12 – обнаружение новых месторождений, которые по современным требованиям не отвечают категории промышленных, но могут стать таковыми до 2000 г. (более 200 P).

Количественную основу получения расчетных приростов запасов составляет их *сравнение с прогнозными ресурсами.*

В используемой в СССР классификации выделяются следующие категории прогнозных ресурсов: P_3 – оцениваемая для площадей потенциальных рудных районов; P_2 – для потенциальных рудных полей, P_1 – для флангов и глубоких горизонтов известных месторождений (за контурами запасов категории C_2), а также для новых перспективных участков.

В силу невозможности получения достаточно достоверных оценок прогнозных ресурсов из-за ограниченности исходной информации, определяемой содержанием работ по стадиям геолого-разведочного процесса и их детальностью, в масштабах отдельных регионов допускается неполнота перевода ресурсов из категории в категорию и в приросты запасов по категории C_2. Это выражается во введении поправочных или переводных коэффициентов K: $C_2 = K_1 P_1$; $P_1 = K_2 P_2$; $P_2 = K_3 P_3$; $C_2 = K_1 K_2 P_2$; $C_2 = K_1 K_2 K_3 P_3$; $P_1 = K_2 K_3 P_3$

Значения коэффициентов могут быть как выше, так и ниже единицы. Обычно для относительно коротких промежутков времени экспертно принимаются последние значения с возрастанием от категории P_3 к категории C_2 .

Объективно величины коэффициентов могут быть рассчитаны через реальный "отход" прогнозных ресурсов, доли перевода их из категории в категорию за представительные периоды проведения геологоразведочных работ и переоценок перспектив.

Значения расчетных приростов запасов C_2, определяемые по приведенным выше формулам, выдвигают соответствующие требования к уровням и масштабам прогнозных ресурсов различных категорий. В случае их недостаточности возникает задача дополнительного выявления перспективных площадей необходимого ранга.

Прогноз добычи, потребления и прироста запасов, как правило, основывается на требованиях промышленности к минеральному сырью в экономических показателях, существующих на время проведения расчетов. Соответственно, прогнозные ресурсы объектов, не отвечающие этим ограничениям, не учитываются.

Предсказание будущих требований промышленности и экономических ограничений – сложная задача, связанная с фактором времени в развитии минерально-сырьевой базы, что рассмотрено в работе Е.А. Козловского [7].

Некоторые общие тенденции могут быть выявлены при ретроспек-

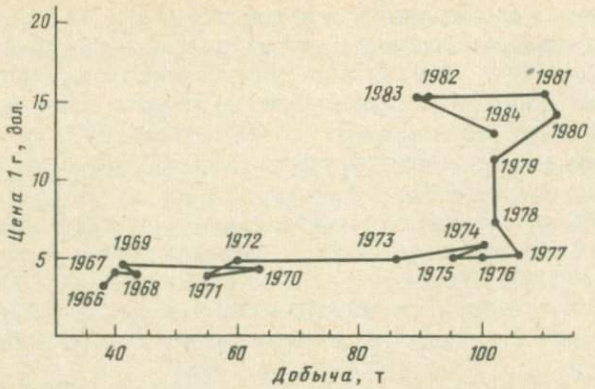


Рис. 21. Соотношения добычи металлов платиновой группы в капиталистических странах и цены на платину за 1966–1984 гг. [46]

тивном анализе *соотношений годовых мировых цен на тот или иной металл с его годовой добычей и содержаниями в добытой руде.* Результаты таких сопоставлений отражены,в частности, на рис. 21. Вместе с тем, тенденции прошлого развития и освоения минерально-сырьевых баз далеко не всегда могут быть экстраполированы на будущее в силу непредсказуемости сложных сочетаний политико-экономических факторов, влияющих на потребность в минеральном сырье как по массе, так и по качеству.

Минерально-сырьевые ресурсы (либо запасы) составляют основу промышленного развития и народнохозяйственной деятельности. Для оценки доли минерального сырья в экономике стран используется несколько взаимосвязанных показателей: доля стоимости добытого минерального сырья в валовом национальном доходе; абсолютная стоимость продукции горно-добывающей промышленности на душу населения, на 1 км^2 территории страны и др. Эти показатели характеризуют не только обеспеченность стран собственными минеральными ресурсами, но и степень освоения имеющихся запасов. С другой стороны, сложившееся разделение на производителей и потребителей минерального сырья, тенденции к интенсивному импорту стратегических видов минерального сырья при резервировании собственных запасов существенно влияют на объективность выводов.

Глава II

МОДЕЛИ И КЛАССИФИКАЦИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Исследования в области создания моделей рудных месторождений в последнее десятилетие интенсивно развиваются в СССР, США и Канаде. Это направление металлогении и геологии рудных месторождений несомненно принадлежит к весьма перспективным исследованиям со значительными теоретическими и прикладными следствиями. Объективная необходимость моделирования и возможности его проведения определяются объемом описательной информации по тысячам месторождений, в которой так или иначе производится селекция признаков и характеристик с выбором наиболее представительных, отсутствием существенных различий между разновозрастными месторождениями одной и той же рудно-формационной принадлежности, выявлением закономерностей размещения месторождений и реализацией прогнозов с обнаружением месторождений предполагавшихся рудных формаций. Так или иначе, сложилась ситуация, когда с определенным рудно-формационным типом в восприятии исследователей ассоциирует некий его обобщенный образ (объективный либо субъективный) или комплекс соответствующих характеристик.

Материалы I Всесоюзного совещания "Генетические модели рудных формаций" [3], проведенного в г. Новосибирске в 1981 г., свидетельствуют об отсутствии единого подхода к моделированию на данных этапах разработки проблемы. Авторы докладов расходятся в базовых представлениях о принципах формирования моделей, содержании моделей и их назначении. Тем не менее, указанное совещание по постановке проблемы и ее раскрытию опередило аналогичные исследования Геологических служб США и Канады и определило приоритетные направления дальнейших работ.

Разработка моделей рудных месторождений имеет целью создание их обобщенных образов, содержащих главные характеристики естественных объектов в непротиворечивом и доступном для наблюдений сочетании. Неизбежное упрощение при переходе от природных оригиналов к моделям ограничивается некоторыми пределами, не допускающими утрату возможности сопоставления любого конкретного месторождения с соответствующими моделями. С другой стороны, генерализация признаков при моделировании и обоснование их обязательности вызывают необходимость корректировки представлений о конкретных объектах при неполноте совпадений их с моделями по главным признакам.

Таблица 13

Типы моделей месторождений и рудных тел

Области использования моделей	Типы моделей									
	месторождений						рудных тел			
	генетические и геолого-генетические	классификационно-признаковые	статистические признаковые	соподчиненных элементов		количественные геолого-промышленные	морфологические		концентрационные	многофакторные геолого-промышленные
				содержательные	формализованные		пространственных фигур	геометрических параметров		
Теория рудогенеза	+++	++	+	–	–	–	+	+	+	–
Металлогенический анализ	+++	+++	++	–	–	++	+	+	+	–
Прогнозирование	+++	+++	+++	+++	++	+++	+	+	+	–
Локальный прогноз и поиски	++	++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	++
Поисково-оценочные и разведочные работы	++	+	++	+	+	+++	+++	+++	+++	+++
Геолого-экономическая оценка	+	+	–	–	–	+++	++	+	+++	+++
Эксплуатация	+	+	–	–	–	+	+++	+	+++	+

Примечание. Условная используемость обозначена увеличением числа знаков +.

Л.Н. Овчинников [3], рассматривая общие вопросы моделирования рудных формаций, отмечал, что модели и оригиналы не тождественны, а лишь сходны; построение моделей и их глубокое исследование поставляют новую информацию. Добавим к этому, что подобная новая информация может иметь как теоретическое, так и прикладное значение.

Современные достижения в области моделирования рудных месторождений и рудных формаций [3, 37, 38, 39, 50] позволяют провести группировку создаваемых моделей по направленности, содержанию и назначению (табл. 13).

Генетические ("мыслительные", по Л.Н. Овчинникову) модели по существу являются моделями рудообразующих процессов. В структуре интегральной генетической модели рудной формации В.А. Кузнецов с соавторами [3] в качестве главных элементов выделяет связь с магматизмом, источники рудного вещества, источники растворов, формы переноса, условия концентрирования, т.е. характеристики основных составляющих рудообразующих процессов. Л.Н. Овчинников [3] справедливо отмечает, что единая генетическая модель рудной формации должна слагаться из "субмоделей", описывающих главные генетические факторы и параметры. Фактически для каждого элемента рудообразующего процесса могут и должны быть предложены модели, характеризующие их роль и состояние применительно к разным пространственным и временным составляющим рудогенеза. Моделирование эволюции рудоносных магматических расплавов, состояния растворов, переносящих вещество, факторов, определяющих рудоотложение, представляет собой формирование образов разных компонентов рудообразующих процессов. Генетические модели имеют преимущественно качественное содержание, хотя в вопросах состояния и развития гидротермальных систем теоретически и экспериментально определены комплексы физико-химических характеристик, влияющих на перенос и отложение рудного вещества. Значительные успехи достигнуты также в количественном моделировании эволюции рудоносных магматических расплавов.

Генетические модели могут иметь описательное, количественное, качественное и графическое выражение. В последнем случае создается не столько образ объекта, сколько картина авторских представлений об элементах рудообразующих процессов, их взаиморасположении, эволюции и перемещении.

Описательные модели месторождений имеют давнюю традицию. Наиболее часто употребляются классификационные описательные модели с задаваемыми признаками месторождений. Содержание признаков целиком зависит от назначения классификаций и по существу направлено на оценку соответствия объектов выбранным характеристикам. Естественно, что при таком подходе "отсекается" ряд признаков, которые могут влиять на полноту образа месторождений.

Систематизированные описательные модели создаются на базе классификаций месторождений – рудно-формационных, геолого-промышленных, реже генетических. Содержание описания определяется заданными характеристиками – от геотектонического положения месторождений до их генетической принадлежности. Подобные модели в целом исходят из реальных, наблюдаемых обстановок нахождения месторождений, а элементы субъективного подхода выражаются в выборе используемых признаков.

Статистические признаковые описательные модели рудных месторождений, принадлежащих к одному геолого-промышленному типу либо одной рудной формации, формируются на основе оценки частоты встречаемости отдельных признаков из широких выборок, включающих максимально доступные их наборы. При этом используются различные процедуры фильтрации информации и отсечения признаков, не повторяющихся на хорошо изученных объектах. Такие модели имеют графическое выражение, создаваемое из сочетания главных признаков в определенном пространственном размещении.

В описательных моделях рудных месторождений, состоящих из соподчиненных элементов, рудные тела рассматриваются как крайние составляющие ряда разноранговых элементов, начиная от рудоносных либо рудовмещающих формаций. Все эти элементы могут отражаться в графической форме, иллюстрирующей и отражающей положение рудных тел в геологическом пространстве.

Геометризованные описательные модели месторождений определяют положение рудных тел относительно различных частей околорудного пространства (надрудных, подрудных, фланговых) и содержат их геологические характеристики. Графическое представление геометризованных моделей как в формализованном варианте, так и в содержательном геологическом, в ряде случаев более предпочтительно, чем описательное.

Статистические количественные геолого-промышленные модели состоят из параметров, характеризующих рудные тела: средние размеры по трем осям, запасы руды и металла, содержания основных и попутных рудообразующих элементов. Такие среднестатистические величины дают представление об усредненных масштабах промышленных месторождений, что может быть использовано как для генетических построений, так и в прикладных целях. Для получения среднестатистических показателей используют количественные вариантные модели, создаваемые по представительным выборкам на основе анализа распределений запасов руды, запасов металла, содержаний рудообразующих компонентов по числу (либо доле) месторождений.

Морфологические модели рудных тел формируются на качественной основе путем сопоставления реальных форм с близкими пространственными фигурами. Такое сопоставление (либо геометриза-

ция) позволяет описать формы и оценить объемы рудных залежей в виде формул, характеризующих простые и сложные геометрические тела.

Модели рудных тел, основанные на соотношениях линейных параметров (длина к ширине, ширина к мощности, длина к мощности и т.п.), обеспечивают выделение различных морфологических типов с определенными количественными значениями названных показателей.

Модели распределения содержаний в рудных телах основаны на обобщении их зонального строения. Такие модели имеют качественное выражение с описанием типов зональности по соответствующим векторам либо осям рудных тел: графическое – с построением изоконцентрат в различных сечениях рудных тел, в их объеме; количественное – с расчетами градиентов концентраций по осям рудных тел и с выявлением зависимостей в распределении содержаний по осям. Сочетания линейных параметров и содержаний в такого рода моделях служат основанием для создания многофакторных моделей, используемых при поисково-оценочных работах, разведке и геолого-экономической оценке месторождений.

Из приведенного в табл. 14 перечня видов моделей может быть рассмотрена лишь ограниченная часть – те модели, которые в наибольшей степени отвечают целям и задачам прикладной металлогении.

Геолого-генетические и генетические модели в том или ином виде отражены при описании рудообразующих процессов. Естественно, что необходимая полнота таких моделей обеспечивается при их раскрытии через физико-химические характеристики рудотранспортирующих агентов, областей заимствования рудного вещества и участков его накопления. Анализу таких характеристик посвящены многочисленные специальные исследования, содержание которых выходит за рамки данной книги.

В соответствии с общей направленностью данной работы в последующем изложении с большей или меньшей детальностью рассматриваются классификационно-признаковые, количественные геолого-промышленные, морфологические и концентрационные модели.

КЛАССИФИКАЦИОННО-ПРИЗНАКОВЫЕ МОДЕЛИ

Систематизированные разработки в области создания классификационно-признаковых моделей рудных месторождений выполнены Геологической службой Канады в 1984 г. [39] и Геологической службой США в 1986 г. [37].

В первой из этих работ, изданной под редакцией О. Экстранда, описательным моделям предпослана следующая их классификация, насчитывающая 26 основных типов.

1. Эвапориты и рассолы: 1а – морские, 2а – неморские.
2. Обогащенные железом слои осадочных пород: 2.1 – железистые

породы, 2.2 – железистые кварциты типа оз. Верхнего, 2.3 – железистые кварциты типа Алгома.

3. Обогащенные железом формации.

4. Стратиформные месторождения фосфорного сырья – фосфоритов: 4а – миогеосинклинальные, 4б – платформенные.

5. Россыпные золото-урановые и золотые: 5.1 – пиритоносные золото-урановые палеороссыпи, 5.2 – россыпи золота.

6. Стратиформные месторождения свинца, цинка, меди, урана в осадочных породах: 6.1 – свинцово-цинковые миссисипского типа, 6.2 – свинцовые песчаниковые, 6.3 – медные в осадочных породах с подтипами морским паралическим (медистые песчаники) и континентальным (красноцветные), 6.4 – урановые песчаниковые.

7. Золоторудные в химических осадках: 7а – в карбонатно-окисных железорудных формациях, 7б – в мышьяково-сульфидно-силикатных железорудных формациях, 7в – стратиформных золотоносных пирититов, 7г – в кремнисто-сульфидных отложениях.

8. Золоторудные в обломочно-осадочных породах: 8.1 – в углеродистых карбонатных отложениях (тип Карлин); 8.2 – жильные и жильных зон в турбидитных отложениях.

9. Стратиформные сульфидные и баритовые: 9.1 – колчеданного семейства в ассоциации с вулканитами (медные и свинцово-цинковые), 9.2 – колчеданного семейства в осадочных породах, 9.3 – баритовые в осадочных породах.

10. Вулканогенные красноцветные месторождения меди.

11. Золоторудные жильные и в зонах рассланцевания в вулканогенных толщах.

12. Магматические месторождения никеля, меди и металлов платиновой группы: 12.1 – ассоциирующие с ультраосновными породами (вулканогенный перидотитовый, интрузивный дунитовый, интрузивный ультраосновной подтипы), 12.2 – ассоциирующие с габброидными интрузиями (подтипы расслоенных интрузий и трубок).

13. Хромитовые в основных-ультраосновных интрузиях: 13.1 – стратиформные, 13.2 – гнездовые.

14. Железо-титановые в основных интрузиях: 14.1 – ильменитовые в анортозитах, 14.2 – титаномагнетитовые в габбро-анортозитах.

15. Золоторудные, ассоциирующие с интрузиями: 15а – с субщелочными кислыми, 15б – с щелочными, 15в – с основными.

16. Карбонатитовые: 16а – нефелиновых карбонатитов, 16б – ультраосновных карбонатитов.

17. Порфировые месторождения меди, молибдена, вольфрама: 17а – молибденово-медные в ассоциации с известково-щелочными интрузиями, 17б – медные (со щелочными), 17в – молибденово-вольфрамовые (с известково-щелочными).

18. Жильно-штокверковые оловорудные.

19. Скарновые: 19.1 – скарновые вольфрамовые, 19.2 – скарновые сереброносные свинцово-цинковые, 19.3 – железорудные скарновые (в ассоциации с интрузиями), стратиформные (в метаморфизованных комплексах), 19.4 – скарновые меднорудные.

20. Нефелин- и корундсодержащие щелочные гнейсы.

21. Урановые типа несогласий.

22. Жильные арсенидные серебряные, урановые.

23. Жильные урановые.

24. Жильные медно-рудные.

25. Сереброносные свинцово-цинковые в ассоциации с кислыми интрузивами.

26. Асбестовые в ультраосновных породах.

В изложенной группировке месторождений преобладает принцип выделения ассоциаций определенных типов руд и пород, что соответствует методологическим основам рудно-формационного анализа. В то же время некоторые типы выделены по генетической принадлежности, тектонической обстановке, структурным характеристикам и установившимся классификационным наименованиям различного содержания.

В модельных описаниях месторождений для всех выделенных типов использован один и тот же комплекс характеристик; главные и второстепенные полезные ископаемые; примеры месторождений; промышленное значение; типичные содержания и запасы руды; геологическая позиция; вмещающие или оруденелые породы; ассоциирующие породы; формы рудных тел, распределение рудообразующих элементов; минеральный состав – главные рудные и нерудные минералы; возраст вмещающих пород; возраст руд; генетическая модель; факторы контроля и критерии поисков.

Для иллюстрации содержательной части разработанных на этой основе описательных моделей приведем описание некоторых моделей (в несколько упрощенном изложении по сравнению с формализованными авторскими).

Свинцово-цинковые месторождения миссисипского типа, описанные по материалам Д.Сангстера [47], рассматриваются как источники свинца, цинка, серебра и кадмия. Типовые объекты – Пайн Пойнт и Поларис в Канаде, Вайбурнум Тренд и другие в США. Месторождения данного типа обеспечивают около 30% производства свинца и цинка в Канаде. Содержания (Pb + Zn) 5–10%, запасы руды 1–10 млн т. Месторождения приурочены к платформенным карбонатным отложениям в зонах тектонической нестабильности, характеризующихся знакопеременными движениями и высокой изменчивостью фаций – обычно на окраинах внутриплатформенных осадочных бассейнов. Среди вмещающих пород преобладают карбонатные отложения, преимущественно брекчированные доломиты. Они ассоциируют с известняками,

реже с глинистыми отложениями, песчаниками и эвапоритами. Рудные тела, в целом согласные с определенными толщами, имеют линзовидную и неправильную форму, включая трубообразные несогласные залежи. Рудные минералы цементируют обломки в брекчированных доломитах, слагают массивные руды, образуют вкрапленность и гнезда в ассоциации с вторичными карбонатами. Главные минералы – сфалерит и галенит – ассоциируют с пиритом, марказитом, доломитом, кальцитом и более редкими кварцем, баритом, флюоритом, халькопиритом. Возраст вмещающих пород – от протерозойского до каменноугольного; возраст руд точно не установлен. В качестве возможной генетической модели рассматривается поступление рудного вещества с рассолами из глинистых отложений в платформенные карбонатные фации с их замещением при раннем диагенезе либо после литификации. В качестве главных признаков, используемых при поисках, выделяются следующие: вторичные брекчии в доломитах, надрудные горизонты несогласий в карбонатных отложениях, наличие рифов, зоны сопряжения карбонатно-глинистых и известняково-доломитовых фаций, поднятия основания бассейна, кавернозность карбонатных отложений, связанная с их брекчированием и древним карстом.

Для урановых песчаниковых месторождений, по материалам В. Ружички и Р. Белла, предложено следующее модельное описание.

Месторождения этого типа содержат, кроме урана, ванадий, молибден и селен (Близзард в Канаде, Джекпайл Майн в США). В мировых запасах доля таких месторождений превышает 40%. При содержаниях урана 0,1–0,2% запасы месторождений составляют от 1 до 10 тыс.т, а иногда 30 тыс. т металла. Некоторые месторождения содержат до 1,5% V_2O_5 до 0,2% M_o. Большинство месторождений приурочено к закрытым осадочным бассейнам, которые сопряжены с поднятиями, сложенными гранитоидами или кислыми вулканогенными породами. Рудовмещающие породы – обломочные континентальные отложения, обычно слабо литифицированные песчаники и конгломераты с углеродистым материалом, ассоциирующие с туфами. Рудные тела имеют форму роллов, пластов и залежей с развитием минералов в цементе и полостях обломочных пород. В зоне восстановления развиты урановая смолка и коффинит, сопровождающиеся пиритом, марказитом и углеродистым материалом. Зона окисления характеризуется развитием отенита, карнотита, тюямунита, в ассоциации с которыми обычны глинистые минералы, лимонит, гематит и углеродистый материал. Рудовмещающие породы обычно моложе девонского возраста, в отдельных случаях протерозойские (Маунтин Лейк, Канада). Возраст оруденения обычно мезозойский и кайнозойский. Базовая генетическая модель предполагает перенос урана из обломочных пород подземными водами с отложением на восстановительном фронте при наличии углеродистого вещества, сульфидов, фосфатов, ва-

надатов. Допускается участие бактерий в процессах выщелачивания и отложения урана. Для поисков месторождений этого типа важное значение имеет их приуроченность к слабо консолидированным обломочным породам, расположенным между водонепроницаемыми горизонтами, к пространству между окислительной и восстановительной зонами, обладающими соответствующим минеральным составом.

Описательная модель золоторудных месторождений в зонах дробления вулканитов, по материалам Р.Торпа и Дж. Франклина, характеризуется следующими главными чертами.

Типовые объекты – Йеллоунайф в Канаде, Норсеман в Австралии. На долю месторождений этого типа приходится 25% производства золота в Канаде. Запасы руды 1–6 млн т при содержании 7 г/т (на отдельных объектах – до 40 млн т при содержании золота 8,6 г/т). Месторождения характерны для зеленокаменных поясов архея при приуроченности к зонам рассланцевания. Вмещающие породы представлены шаровыми лавами толеитовых базальтов, иногда с прослоями коматиитовых лав, граувакков и конгломератов. Рудные тела – сульфидсодержащие кварцевые жилы и минерализованные зоны дробления и рассланцевания с кварцевым заполнением. Самородное золото и теллуриды развиты в кварце и ассоциируют с пиритом, арсенопиритом и малораспространенными другими сульфидами. В жильном заполнении и околожильном пространстве обычны кварц, серицит, карбонаты и фуксит. Вмещающие породы архейские. Господствующая генетическая модель метаморфогенно-гидротермальная: золото и ассоциирующие с ним элементы мобилизуются водами, высвобождающимися при метаморфизме в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций и отлагающими рудообразующие компоненты в трещинных структурах. Формирование рудных тел сопровождается интенсивной карбонатизацией вмещающих пород. Главные критерии поисков – архейский возраст рудовмещающих пород, наличие разломов и зон рассланцевания, коматиитовые горизонты, карбонатизация пород, сульфидно-кварцевые прожилки и жилы, фукситизация пород.

Модельное описание жильно-штокверковых месторождений олова предложено В. Синклером и Р. Киркхэмом.

Руды таких месторождений, кроме олова, содержат вольфрам, молибден, медь, цинк, серебро и бор. Типовые объекты – Ист Кемптвилль в Канаде, Корнуэлл в Англии, Хоролкве в Боливии. Доля этих месторождений в мировом производстве олова около 50%. Выделяется три класса месторождений по крупности: 1–5 млн т руды при 0,85–1,4% олова; 15–18 млн т руды при 0,2–0,3% олова; 100–1000 млн т руды при 0,2–0,5% олова. Рудные тела располагаются в апикальных частях штокообразных и куполовидных гипабиссальных и субвулканических гранитоидных интрузивов, сопровождающихся брекчиевыми трубками. Рудоносный магматизм характерен для миогеосинклинальных областей. Вмещающие оруденение гранитоиды принадлежат к известково-щелочной серии, они

обогащены каием и кремнием. Породы интрузивной рамы – миогеосинклинальные осадочные образования и метаморфиты. Рудные тела имеют штокверковую форму – жилы и жильные системы сочетаются с прожилковой и вкрапленной минерализацией. Главные рудные минералы – касситерит, стаинин, вольфрамит, молибденит, висмутин, халькопирит, сфалерит. Ассоциирующие минералы – пирит, пирротин, гематит, арсенопирит, турмалин, топаз, флюорит, мусковит, берилл, лепидолит, циннвальдит, биотит, хлорит, кварц, калиевый полевой шпат. Возраст рудоносных интрузивов – от докембрийского до третичного. Базовая генетическая модель предполагает поступление олова в обогащенной бором и фтором газово-флюидной фазе гранитоидных расплавов, возникающих при анатексисе осадочных пород. Зоны рудоотложения – трещинные системы и брекчии. Критерии поисков определяются приуроченностью руд к штокам гранитоидов, обогащенных Sn, F, Cl, Li, B, Rb; размещением минерализации в интрузив-надынтрузивных зонах; ассоциацией рудных минералов с грейзенизированными породами (мусковит, биотит, топаз, флюорит).

Как видно из приведенных описаний, разработанные Геологической службой Канады классификационно-признаковые описательные модели месторождений имеют прогнозно-поисковые назначение. Фактически модельными описаниями определяются геотектоническая позиция месторождений, геологические обстановки нахождения рудных тел, масштабы запасов и качество руд, их минеральный состав и комплекс поисковых признаков, так или иначе следующих из содержания использованных характеристик. Иными словами, дается ответ на вопросы, как выглядит скопление рудного вещества, каковы его возможные масштабы и промышленное значение, как возникло, в какой геологической обстановке и по каким признакам оно может быть обнаружено.

Близкую направленность имеют классификационно-признаковые модели месторождений, разработанные Геологической службой США в 1986 г. под редакцией Д. Кокса и Д. Зингера [37].

Описательные классификационно-признаковые и соответствующие им количественные модели месторождений в рассматриваемой работе систематизированы по геолого-тектоническим обстановкам, господствующим геологическим процессам и составу пород, с которыми ассоциируют месторождения. В принципе предложенное деление отвечает плутоногенной, вулканогенной, седиментогенной и метаморфогенной сериям с более дробным подразделением на группы, эквивалентные соответствующим геологическим образованиям.

Принятая классификация приводится ниже с некоторыми упрощениями и сокращениями.

Рудоносные основные и ультраосновные интрузии.

А. Расслоенные комплексы в тектонически стабильных блоках: стратиформные месторождения базальной зоны (медно-никелевые, тип Стил-

луотер), средней зоны (хромиты Бушвельда, платиноиды рифа Меренского) верхней зоны (железо-титан-ванадиевые Бушвельда); трубообразные интрузивные тела с медно-никелевыми рудами и платиноидами.

Б. Интрузии, совозрастные с вулканизмом, в тектонически нестабильных блоках: рифтовые обстановки (платиносодержащие медно-никелевые, Дулут), основание зеленокаменных поясов (медно-никелевые коматиитовые и дунитовые); орогенных интрузий (медно-никелевые, титановые анортозитовые); офиолитовые (хромитовые).

В. Щелочные интрузии (карбонатиты, кимберлиты, ультраосновные-щелочные кольцевые).

Кислые интрузии.

Г. Фанеритовые: пегматиты (бериллий-литиевые, олово-ниобий-танталовые); гранитоиды в ассоциации с карбонатными породами (скарновые, оловянные, метасоматические скарновые); гранитоиды в ассоциации с другими породами (жильные и грейзеновые вольфрамовые, оловянные).

Д. Ареалы развития порфировых интрузий, высококремнеземистых гранитов и риолитов (молибденовые, тип Клаймакс), других гранитоидных интрузий (медно-порфировые, иногда в ассоциации со скарнами); железорудные; меднорудные; свинцово-цинковые; золото-порфировые; олово-порфировые; вольфрам-порфировые .

Вулканогенные породы.

Е. Субмаринные основные в офиолитовой ассоциации (колчеданное семейство, типы кипрский и бесси; вулканогенные марганцевые).

Ж. Кислые и основные вулканогенные породы в субаэральной обстановке (эпитермальные жильные, тип Комсток; оловянные риолитового типа; вулканогенные урановые); месторождения в более древних, чем вулканиты, карбонатных и обломочных породах (золоторудные, флюоритовые, ртутные, сурьмяные); субмаринные вулканогенные (колчеданные, тип Куроко; железорудные, тип Алгома).

Осадочные породы.

З. Обломочные и конгломераты (золото-урановые, тип Витватерсранд; золото-медно-урановые, тип Олимпик Дам); песчаники (свинцово-цинковые, медные, урановые); сланцы (колчеданные, тип Салливан; баритовые).

И. Карбонатные породы вне ассоциации с интрузивными образованиями (свинцово-цинковые аппалачского и миссисипского типов; свинцово-цинково-медные, тип Кипуши).

К. Химические осадки: океанические (железо-марганцевые конкреции и корки), шельфовые (железорудные, тип оз. Верхнего; марганцевые осадочные; фосфатные), изолированных бассейнов (морские и лагунные эвапориты).

Л. Регионально-метаморфизованные породы (в эвгеосинклинальных метавулканитах – малосульфидные жильные золоторудные, золото-

рудные, тип Хомстейк; в метаседиментах – золото-урановые, тип несогласий; золоторудные в зонах разломов).

В качестве главных характеристик конкретных моделей выделены следующие их группы: геологическая обстановка, описываемая типами пород, их текстурами, возрастом, позицией рудных тел, тектонической позицией и ассоциирующими месторождениями; описание месторождений, включающее минералогию и текстуры руд, морфологию рудных тел, околорудные изменения, контроль рудных тел, продукты выветривания, геохимические характеристики руд. Описательные модели сопровождаются подробными перечнями объектов, отнесенных к соответствующему типу.

Содержание описательных моделей иллюстрируется примерами месторождений различных типов.

Месторождения платиноидов типа рифа Меренского (стратиформные месторождения платиноидов в расслоенных основных-ультраосновных комплексах) представлены горизонтами вкрапленных сульфидов, обогащенных металлами платиновой группы, в оливиновых породах и анортозит-габбровой зоне крупных расслоенных интрузий. Типы пород – нориты, габбро-нориты, дуниты, гарцбургиты, перидотиты, пироксениты, троктолиты, анортозиты, габбро; характерны кумулятивные и полосчатые текстуры. Возраст месторождений докембрийский, но допускается и более молодой (до третичного). Рудоносные массивы внедрены в гранитогнейсы или метаморфизованные вулканогенно-осадочные комплексы в кратонной обстановке. Ассоциирующие месторождения: медно-никелевые (тип Стиллуотер), хромитовые (Бушвельд). Руды образованы пирротином, халькопиритом, пентландитом, хромитом, графитом. Минералы платиноидов – брэггит, куперит, котульскит, высоцкит, сперрилит, мончеит, сплавы платиноидов. Обычны гнезда и вкрапленность сульфидов. Околорудные изменения не проявлены. Позиция рудоносных горизонтов определяется приуроченностью к горизонту первого появления оливина как кумулюсной фазы после накопления мощных слоев пироксен-плагиоклазовых кумулятов. Допускается внедрение новой порции магматического расплава, с которой связывается рудоносность. Геохимические признаки: металлы группы платины, Cu, Ni, Cr, Ti; высокие содержания Mg, низкие Na, K, P. Типовые объекты – Бушвельдский и Стиллуотерский комплексы.

Коматиитовые (вулканогенные) медно-никелевые месторождения представлены пласто- и линзообразными рудными телами, ассоциирующими с коматиитовыми вулканогенными образованиями. Главные типы пород: дуниты, пироксениты, перидотиты, базальты, коматииты, коматиитовые базальты; содержание MgO 15–40%. Характерны спинифексовые текстуры и подушечное сложение. Возраст месторождений архейский либо протерозойский; допускается возможность существования меловых или третичных объектов. Обста-

новка возникновения отвечает начальным стадиям развития зеленокаменных поясов с несколькими вулканическими циклами – от основных (ультраосновных) к кислым вулканитам. Ассоциирующие месторождения – никелевые дунитовые. Руды представлены пиритом, пирротином, халькопиритом, пентландитом, минералами платиноидов и обладают массивным и вкрапленным сложением. Околорудные изменения отсутствуют. Рудные тела располагаются в основании самых нижних коматиитовых потоков мощностью более 10 м в зонах с увеличенной долей спинифексовых образований либо вблизи выводных каналов лав. Рудные тела вовлечены в синвулканические деформации. В рудоносной толще присутствуют сульфидоносные кремнистые и глинистые отложения. В зоне выветривания развиты железные шляпы и латериты. Геохимические особенности: высокие содержания Mg, Ni, Cu, платиноидов; в шляпных образованиях над рудами содержания (Pd + Ir) 20–40 мг/т при весьма низких содержаниях никеля и меди. Типовые объекты – Камбалда (Австралия), Лангмюр (Канада).

Месторождения алмазоносных трубок (диатрем) связаны, кроме кимберлитов, с оливиновыми лампроитами (обогащенные калием магнезиальные лампрофиры) и лейцитовыми лампроитами. Брекчированные порфировые породы содержат глубинные ксенолиты и ксенолиты вмещающих пород; в верхних частях трубок обычны лапиллиевые туфы. Наиболее продуктивный магматизм соответствует периодам 1100–1000, 250, 100–80 млн лет. Материал трубок поступает из мантийных источников под большим давлением с быстрым его спадом вследствие эксплозивных явлений. Трубки характерны для кратонных обстановок, стабилизированных с раннего протерозоя, а также могут располагаться в складчатом обрамлении кратонов. Алмазоносный магматизм не коррелируется с орогенными событиями, а проявляется в зонах эпейрогенического коробления и куполообразования при контроле разломами и их пересечениями. Алмазы, карбонадо и балласы включены в брекчии как фенокристы или ксенокристы при содержаниях 0,1–0,6 г/т. Основные изменения пород трубки – серпентинизация, вмещающих пород – окварцевание и карбонатизация, редко калишпатизация. Алмазоносные трубки редки, алмазы распределены крайне неравномерно. Геохимические признаки в зонах выветривания над трубками – повышенные содержания Cr, Ti, Mn, Ni, Co, Ba, платиноидов; аномалии Ni и Nb. В шлиховых ореолах встречаются пироп, флогопит, Mg-ильменит. В лампроитовых телах ильменит отсутствует.

Олово-порфировые (субвулканические оловянные) месторождения представлены телами вкрапленных, прожилково-вкрапленных и брекчиевидных касситеритовых руд в кварцевых порфирах и вмещающих породах. Штоки кварцевых латитов, дацитов, риодацитов сопровождаются пирокластолитами того же состава. Все породы в зонах минерализации изменены и брекчированы. Из-

вестны месторождения каменноугольного и миоценового возрастов, возможны объекты любого возраста. Субвулканические штоки отвечают интрузиям жерловых зон либо интрузиям под вулканами на глубинах 1–3 км. Обычно наложение рудоносного вулкано-плутонизма на мезозойские складчатые пояса с секущими взаимоотношениями. Рудные штокверки сопровождаются оловоносными и оловосодержащими полиметаллическими жилами. Касситерит и кварц сопровождаются сульфидами, главным образом, пиритом, реже – пирротином, станнином, халькопиритом, сфалеритом, арсенопиритом. Поздние жилы несут сульфостаннаты и минералы серебра. Рудные штокверки (до 2 км^2) образованы сетью прожилков, вкрапленностью и минерализованными брекчированными породами. Изменения пород подчинены концентрической зональности: центральное кварц-турмалиновое ядро обрамлено серицит-турмалиновой и серицитовой зонами, за которыми располагается пропилитовый ореол. В верхних частях систем возможно развитие аргиллизитов. Штокверки располагаются в верхних – центральных частях интрузивных тел, а жилы тяготеют к фланговым зонам. На поверхности обычно окисление сульфидов с развитием пятнистого ожелезнения. Геохимические особенности руд: накопление Sn и B в центральных зонах, Sn, Ag, Pb, Zn, As, Sb, Cu, Ba – во внешних зонах. Типовые объекты – Хоролкве и Катави (Боливия).

О л о в о р у д н ы е р и о л и т о в ы е м е с т о р о ж д е н и я (м е к с и к а н с к и й т и п) приурочены к риолитовым куполам, переходящим в потоки. Касситерит и деревянистое олово развиты в прерывистых прожилках. Риолиты содержат более 75% кремнезема и относятся к топазовому типу. Обычные акцессории (кроме топаза) – флюорит, биксбит, псевдобрукит, бермег. Порфировые разности риолитов содержат 5–50% вкрапленников, среди которых преобладают кварц и санидин, редки файамит, биотит, роговая обманка. Возраст преимущественно олигоценовый и миоценовый. Месторождения располагаются в ареалах кислого вулканизма, развитого на мощной континентальной коре. Рудообразующие минералы – касситерит, деревянистое олово, гематит, кристобалит, флюорит, тридимит, опал, халцедон, адуляр, цеолиты. Жилы и прожилки образуют прерывистые зоны, в которых развита и вкрапленная минерализация, преимущественно в брекчированных риолитах. К продуктам околорудных изменений отнесены тридимит, санидин, гематит, псевдобрукит, кристобалит, флюорит, смектит, каолинит и другие глинистые минералы. Минерализация контролируется зонами дробления во внешних частях риолитовых куполов. Типовой объект – Блэк Рэндж (США).

Разработчики подчеркивают, что главное назначение таких описательных моделей – основа для интерпретации геологической ситуации в прикладных целях как для выбора направлений поисков, так и для оценки обнаруженных рудопроявлений. Вследствие этого авторы исключили

из числа классификационных признаков интерпретационные генетические характеристики, которые тем не менее в косвенной форме отражены в классификационной схеме.

Э. Тукер на основе систематизации оригинальных авторских материалов разработал описательные модели месторождений вкрапленных руд золота с последущим синтезом в сводные описания. Примеры конкретных описательных моделей приводятся ниже с некоторыми упрощениями и сокращениями.

Деламар (шт. Айдахо, США) – Серебряный рудник Деламар.

Тип месторождения: вкрапленное золото-серебряное в вулканитах. Аналоги – Ватерлоо (Калифорния), Рочестер (Невада).

Региональные характеристики: наличие золота в регионе – россыпи известны с 1983 г.; добыча золота и серебра из жил – с 1914 г.; регион – мел-палеоценовый плутонический пояс, перекрытый миоценовыми вулканогенными породами внутренней континентальной окраины; фундамент – часть батолита Айдахо с небольшими остатками метаседиментов; магматическая ассоциация – гранодиориты Айдахо, щелочные оливиновые базальты и риолиты, связанные с окраинной зоной рифта; структурный режим – вулканогенные породы предположительно связываются с рифтообразованием на комплексах метаседиментов; уровень эрозии – ограниченный.

Характеристики района: вмещающие породы – риолитовые купола и вулканокласты, базальты; контроль месторождений – риолитовые тела, зоны разломов; параметры – за 1888–1914 гг. добыто 12 т Au, 187 т Ag из 800 тыс. т руды; перспективы – выдающиеся.

Характеристики месторождения: рудовмещающие породы – риолитовые купола, лавы и пирокласты; опубликованные запасы – 9 млн т руды с 3,7 г/т Au и 120 г/т Ag. Форма рудных тел контролируется рельефом куполов и разрывами.

Физические характеристики руд и пород: основные минералы – науманит, аргентит, самородное золото, марказит, пирит, кварц, халцедон; формы развития минерализации – штокверковая сеть прожилков в сочетании с вкрапленностью; абсолютный возраст вмещающих пород по *K*–Ar методу 15,6–15,7 ± 0,3 млн лет.

Химические характеристики: изменение температуры растворов при вскипании и (или) смешении с подземными водами; температуры отложения мельниковита, аргентита и науманита – 133–200°С, раннего пирита с кварцем – 200–300°С; ассоциирующие аномалии – Au, Ag, Hg, Sb.

Наиболее отчетливо рудные тела фиксируются аномалиями ртути; околорудные изменения – аргиллизация, серицитизация, пиритизация, окварцевание; общая характеристика обстановки рудоотложения – внедрение риолитов как проводников флюидов с разгрузкой их в трещинах и под зоной аргиллизации.

Главные прогнозно-поисковые критерии и признаки: аномально высокие содержания As, Au, Hg, Sb, Tl в карбонатных осадочных сериях с проявлениями аргиллизации и окварцевания.

Карлин (шт. Невада, США) – золотой рудник Карлин.

Тип месторождения – золоторудное вкрапленное в карбонатных толщах. Аналоги – Кортец, Белл (Невада).

Региональные характеристики: наличие золота – до обнаружения субмикроскопического золота были известны проявления вкрапленного золота (менее 0,5 мм) в ассоциации со Sb, Hg, As; регион – осадочные породы миогеосинклинального происхождения; фундамент – более древние породы, чем кембрийские осадочные, не обнажены; магматическая ассоциация – дайки кислого состава с наложенной минерализацией; структурный режим – зона линеамента в сочетании с надвигом; уровень эрозии – нет признаков гипергенного обогащения.

Характеристика района: вмещающие породы – пористые осадочные; контроль месторождений – определенный горизонт ниже неизмененных известняков.

Характеристики месторождения: рудовмещающие породы – пачки первых 90 м формации Робертс Маунтинс; размеры и формы рудных тел (к 1977 г. добыто 93 т Au из 8,5 млн т руды) – согласные со слоистостью линзовидные и пластообразные тела.

Физические характеристики руд и пород: основные минералы – золото, пирит, реальгар, циннабарит, глины, кремнезем, обломочный кварц; текстуры – вкрапленные и замещения; возраст пород – силурийско-девонский; ассоциирующие аномалии – As, Hg, Sb, Tl; околорудные изменения – вынос карбонатов, перенос глин и кремнезема, переотложение углеродистого вещества с привносом.

Главные прогнозно-поисковые критерии и признаки: аномально высокие содержания Al, Au, Hg, Sb, Tl в карбонатных осадочных сериях с проявлениями аргиллизации и окварцевания.

В классификационно-описательных моделях месторождений цветных металлов, разрабатывавшихся автором для прогнозно-поисковых целей, использован принцип последовательного приближения, отвечающий системному подходу [21, 22]. Описания месторождений по комплексу разноранговых соподчиненных характеристик-признаков направлены на последовательное вычленение из геологического пространства таких его частей, которые отвечают металлогеническим провинциям, зонам, рудным районам, рудным полям и перспективным участкам.

Задачам выделения металлогенических зон с определенными формационными типами месторождений соответствуют классификационно-описательные модели, в которых учитывается геотектоническая позиция и относительное время появления соответствующих геологических и рудных формаций, тип металлогенических формаций, геологические форма-

ции с количественными петрохимическими (петрологическими) характеристиками, рудные формации с количественными соотношениями главных рудообразующих компонентов. Содержательная часть таких классификационно-описательных моделей отвечает установленной закономерности нахождения рудных тел определенного состава в ассоциации, соответствующей геологической формации (либо сочетанию формаций), которая эквивалентна тому или иному типу металлогенических формаций, присущих специфической геотектонической обстановке либо режиму. На базе таких закономерностей обеспечивается решение обратной задачи – прогноза определенного формационного типа месторождений – от геотектонической обстановки и геологических формаций. Иными словами, определяется возможность нахождения месторождения того или иного формационного типа в определенной металлогенической зоне.

Существенно большее число соподчиненных элементов вводится в классификационно-описательные модели, учитывающие признаки металлогенических провинций, рудоносных формаций (и их раму в случае плутоногенных формаций), рудных районов и полей, рудовмещающих структур, а также позицию рудных тел, их морфологию, геохимические характеристики руд и зональность рудовмещающего и околорудного пространства [21, 22]. Фактически в таких моделях последовательно отражаются выявленные закономерности размещения металлогенических зон в провинциях, рудных районов в зонах, рудных полей в рудных районах, месторождений в рудных полях, рудных тел в рудовмещающих структурах.

На принципе последовательного приближения построены прогнозно-поисковые модели месторождений цветных металлов в методических разработках исследователей из стран–членов СЭВ [21, 22]. В частности, для месторождений медных и полиметаллических руд в вулканогенных и карбонатных образованиях учтены характеристики рудоносных формаций и их положение в разрезе рудовмещающих толщ и их место в рудоносной формации с учетом состава выше- и нижележащих толщ. Применительно к рудовмещающим толщам учитывается число рудоконтролирующих литолого-стратиграфических уровней и их принадлежность к тому или иному типу палеоструктур, определяющих положение рудных тел. Околорудное пространство описывается с учетом околорудных метасоматитов и их зональности, геохимических ореолов и их строения. Собственно рудная часть модели определяется морфологией рудных тел, рудной зональностью, составом руд и их геохимическими характеристиками. Дополнительно анализируется отражение месторождений и рудных тел в геофизических полях и аномалиях. На базе комплексного описания формируется графическая поисковая модель месторождений, отражающая позицию рудных тел в геологическом пространстве и возможность их обнаружения при различных вариантах расположения эрозионного среза.

Таблица 14

Формационные типы месторождений медно-порфирового семейства

Характеристика месторождений	Тип месторождений			
	собственно медно-порфировый	молибден-медно-порфировый	медно-молибден-порфировый	молибден-порфировый
Основные рудообразующие (второстепенные типичные) минералы	Пирит, халькопирит, магнетит, гематит, борнит (пирротин)	Пирит, халькопирит, молибденит (борнит, магнетит, галенит, сфалерит)	Пирит, халькопирит, молибденит, борнит (сфалерит, галенит)	Пирит, молибденит, халькопирит (шеелит, касситерит)
Геохимические особенности руд:				
отношение Cu/Mo в первичных рудах	200–250 (и более)	30–200	15–40	1–20
отношение Cu/Au	8500– 75 000	10 000– 200 000	75 000 (и более)	Более 200 000
содержание Re в молибденитах (в г/т молибденита)	600–1500 (до 1800)	200–1000 (до 1600)	50–1000	50–550
сопутствующая минерализация	Pb – Zn	Pb – Zn – Ag	Pb – Zn – Ag	Sn, W
Состав метасоматических изменений * и их зональность (от центра к периферии)	С–Б–П, С–А–П, Б–П	(К+Б) –С–А–П, Б–С–А–П, С–А–П	К–Б–С–А–П (К+Б) –С–А–П	К–С–А–П, (К+Б) –С–А–П
Рудоносные интрузивные образования формации	Габбро-диорит-кварцдиоритовая (плагиогранитная) натриевая	Габбро-диорит-гранодиоритовая калиево-натриевая	Диорит-гранодиорит-монцонитовая натриево-калиевая	Диорит-гранодиорит-гранитная калиевая
Отношение K_2O/Na_2O	0,1–0,4	0,5–0,8	0,9–1,2	1,2
Рудоносные порфировые фазы	Кварцевые диоритовые порфириты, плагиогранит-порфиры	Гранодиорит-порфиры	Кварцевые монцонит-порфиры	Гранит-порфиры
Гранитоидная серия, по Б. Чаппелу и А. Уайту	J	J	J – S	S
Значение индекса $S/J = Al_2O_3:(Na_2O + K_2O + CaO)$, по Дж. Гриффитсу и К. Гудвину	0,6–0,9	0,7–1,0	0,8–1,1	0,9–1,3
Геохимические характеристики:				
содержания (в г/т) Rb	100	Нет данных	200	200–800
по Г. Вестре и Sr	500–100	–"–	400–1200	125
С. Кейту Nb	5	–"–	20	25–200
величина отношения (по С. Титли и Р. Буну)	0,705	0,703–0,707	0,706–0,710	Нет данных
Геотектоническая позиция	Позднегеосинклинальные базальтоидные вулкано-плутонические пояса	Орогенные и орогенно-активизационные андезитоидные вулкано-плутонические пояса: эпиэвгеосинклинальные	эпимиогеосинклинальные	эпикратонные
Модели месторождений	"Диоритовая" (по В. Холлистеру)	"Гранодиоритовая" (по А.И. Кривцову)	"Монцонитовая" (по Д. Ловеллу и Дж. Джилберту)	"Гранитная" (по К. Кларку и А.И. Кривцову)
Примеры месторождений	Салаватское (СССР), Пангуна (Папау – Новая Гвинея)	Коунрад (СССР), Эрдэнтуин-Обо (МНР)	Анюйское (СССР), Бингэм (США)	Сорское (СССР), Клаймакс (США)

* К – калишпатизация, Б – биотитизация, С – серицитизация и окварцевания, А – аргиллизация, П – пропилитизация

Несколько иным содержанием обладают описательные модели медно-порфировых месторождений [11]. В них учтены региональные геотектонические структуры, контролирующие размещение продуктов рудоносного магматизма; рудоносные вулкано-плутонические ассоциации и плутоногенные формации; рудовмещающие породы; локальные рудовмещающие структуры. Учитываются также изменения – экзоконтактовые (в связи с рудоносными интрузивами) и околорудные; морфология рудных тел, их состав (по минералам и металлам) и зональность; околорудные ореолы. Представительность описательных моделей и возможности обнаружения подобных объектов оцениваются через расположение эрозионного среза и отражение месторождений в геофизических полях. Ретроспективно определяются поисковые признаки, использованные в период обнаружения месторождений.

Очевидно, что главное назначение таких моделей – выявление тех характеристик месторождений, которые могут быть использованы в качестве прогнозных критериев и поисковых признаков для определения положения в геологическом пространстве участков возможного обнаружения рудных тел.

Описательно-признаковые модели месторождений, имеющие как классификационное, так и прогнозно-поисковое значение, в качестве главных элементов включают такие характеристики, которые присущи самим рудным телам и ближайшему околорудному пространству. Примером такого рода описательных моделей служит разделение месторождений медно-порфирового семейства (табл. 14). В этой типизации не только решается задача выявления различий между объектами, но и анализируется возможная природа различий, связываемая с геотектонической позицией объектов разного типа.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННЫЕ МОДЕЛИ

При разработке количественных геолого-промышленных моделей рудных месторождений, имеющих преимущественно прикладное значение, реализуются различные методические приемы, зависящие от конкретных задач моделирования.

Для целей прогноза, поисков и оценки месторождений используются модели, в которых соподчиненные элементы околорудного пространства и рудные тела получают количественные характеристики. Подобные модели разработаны, в частности, для медно-порфировых месторождений.

По данным А. Драммонда и С. Гудвина, типовая модель промышленного медно-порфирового месторождения Канадской Кордильеры характеризуется следующими параметрами:

площадь интрузивного массива главной фазы $136 \cdot 10^4$ м^2;

площадь порфирового тела $25 \cdot 10^4$ м^2;

ширина зоны контактового метаморфизма 400 м;
площадь развития гидротермальных изменений $196 \cdot 10^4$ м²;
площадь пиритового ореола $167 \cdot 10^4$ м²;
площадь зоны калишпатизации и биотитизации $58 \cdot 10^4$ м²;
площадь рудного тела на выходе $50 \cdot 10^4$ м²;
длина рудного тела 1000 м;
ширина рудного тела 500 м;
вертикальный размах промышленных руд 200 м;
доля руд в порфировых интрузивах 54%;
доля руд в породах рамы 46%;
среднее содержание меди 0,67%, молибдена 0,015%.

По результатам более ранних исследований Дж.Джеффроем и Т.Уинэллом (1972) на представительном материале Кордильерского пояса были получены следующие характеристики типового месторождения:

площадь сечения всех метасоматических зон $2 \cdot 10^6$ м²;
площадь горизонтального сечения порфирового интрузива $25 \cdot 10^4$ м²;
площадь выхода рудного тела $50 \cdot 10^4$ м²;
вертикальный размах промышленного оруденения $2 \cdot 10^2$ м;
масса руды $250 \cdot 10^6$ т;
содержание меди в руде 0,6%;
запасы меди в руде $1,5 \cdot 10^6$ т.

В.С. Поповым изучено распределение 86 рудных тел меднопорфировых месторождений по форме и размерам горизонтальных сечений. Показано, что они принадлежат к двум главным группам. В первой группе

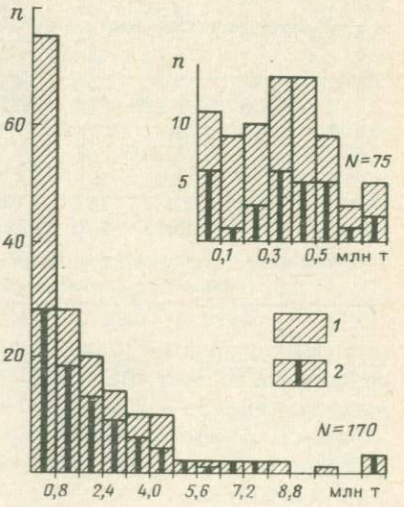


Рис. 22. Распределение зарубежных молибден-меднопорфировых и меднопорфировых месторождений по запасам меди (на врезке – данные по 75 месторождениям с запасами меди менее 0,8 млн т):
1 – 170 месторождений с общими запасами меди 334,1 млн т; *2* – 87 месторождений с известным абсолютным возрастом и общими запасами меди 198,1 млн т

Таблица 15

Распределение зарубежных меднопорфировых месторождений по классам запасов

Классы запасов, млн т	Число месторождений и их доля в выборке				Запасы месторождений и их доля в выборке				
	в классе		нарастающим в классе итогом				нарастающим итогом		
	число	%	число	%	млн т	%	млн т	%	млн т (на месторождение)
11,2–10,8	2	0,74	2	0,74	21,7	6,0	21,7	6,0	10,8
10,8–10,4	–	–	2	0,74	–	–	21,7	6,0	10,8
10,4–10,0	–	–	2	0,74	–	–	21,7	6,0	10,8
10,0–9,6	1	0,37	3	1,11	9,8	2,7	31,5	8,7	10,5
9,6–9,2	–	–	3	1,11	–	–	31,5	8,7	10,5
9,2–8,8	–	–	3	1,11	–	–	31,5	8,7	10,5
8,8–8,4	–	–	3	1,11	–	–	31,5	8,7	10,5
8,4–8,0	–	–	3	1,11	–	–	31,5	8,7	10,5
8,0–7,6	1	0,37	4	1,48	7,8	2,2	39,3	10,9	9,8
7,6–7,2	2	0,74	6	2,22	14,8	4,1	54,1	15,0	9,0
7,2–6,8	–	–	6	2,22	–	–	54,1	15,0	9,0
6,8–6,4	1	0,37	7	2,59	6,6	1,8	60,7	16,8	8,7
6,4–6,0	1	0,37	8	2,96	6,3	1,7	67,0	18,6	8,4
6,0–5,6	2	0,74	10	3,70	11,5	3,2	78,5	21,8	7,8
5,6–5,2	1	0,37	11	4,07	5,3	1,5	83,8	23,2	7,6
5,2–4,8	1	0,37	12	4,44	4,8	1,3	88,6	24,6	7,4
4,8–4,4	5	1,85	17	6,30	23,0	6,4	111,6	31,0	6,6
4,4–4,0	5	1,85	22	8,15	20,7	5,7	132,3	36,7	6,0
4,0–3,6	2	0,74	24	8,89	7,6	2,1	139,9	38,8	5,8
3,6–3,2	9	3,33	33	12,22	30,6	8,5	170,5	47,3	5,2
3,2–2,8	7	2,59	40	14,81	20,9	5,8	191,4	53,1	4,8
2,8–2,4	10	3,70	50	18,52	25,7	7,1	217,1	60,2	4,3
2,4–2,0	6	2,22	56	20,74	13,1	3,6	230,2	63,9	4,1
2,0–1,6	18	6,67	74	27,41	33,1	9,2	263,3	73,1	3,6
1,6–1,2	17	6,30	91	33,70	24,0	6,7	287,3	79,7	3,2
1,2–0,8	28	10,37	119	44,70	27,2	7,5	314,5	87,3	2,6
0,8–0,4	48	17,78	167	61,85	26,3	7,3	340,8	96,6	2,0
0,4–0,0	103	38,15	270	100,0	19,6	5,4	360,4	100,0	1,3

Примечание. Месторождения Чукикамата, Эль Теньенте и Бингхэм не учтены в связи с их уникальностью.

отношение ширины к длине не превышает 0,33, а площади рудных тел в среднем составляют (0,1 – 0,2) х (0,5–1,1) км². Вторая группа с отношением осей 0,33–1,0 включает 40 рудных тел площадью (0,47–0,64) х х (0,7– 1,16) км² и 18 более крупных: (0,9–1,85) х (1,48 – 3,75) км². Средние размеры горизонтальных сечений оценены в (600 ±250) х х (900 ± 400) м².

Автор для определения распространенности меднопорфировых месторождений различных масштабов проанализировал распределение зарубежных объектов по классам запасов (табл. 15, рис. 22).

Вопреки широко распространенному мнению о принадлежности всех меднопорфировых месторождений к крупным, в классе 0,0–0,8 млн т оказалось значительное число объектов. Так, из 270 месторождений с запасами меди 360,4 млн т на указанный класс приходится 151 объект (55,9%) с суммарными запасами 45,9 млн т (12,7%). При относительной равномерности распределения объектов по всем отрезкам этого класса средние запасы месторождений составляют 0,30 млн т.

Во всей выборке из 270 месторождений на группу классов 0,8–4,8 млн т приходится 225,9 млн т (62,7%) при средних запасах одного месторождения 2,11 млн т; 88,6 млн т (свыше 24%) составляют запасы 12 объектов группы классов 4,8–11,2 млн т со средними запасами свыше 7 млн т; масштабы среднего объекта в выборке из 270 месторождений – 1,3 млн т меди, что близко данным Дж. Джеффроя и Т. Уинэлла.

Во многих разработках решается задача определения минимальных, максимальных и средних значений запасов металла в месторождениях с учетом распространенности различных классов, необходимой для целенаправленного ведения прогнозных и поисковых работ.

Д. Сангстером [47] такой анализ проведен для свинцово-цинковых месторождений Канады: колчеданно-полиметаллических в вулканогенных и терригенных формациях, свинцово-цинковых в карбонатных толщах, скарновых, жильных и "песчаниковых". Распределение запасов руды по разным типам месторождений отражено в табл. 16.

Таблица 16

Распределение запасов руды по типам свинцово-цинковых месторождений Канады.
По Д. Сангстеру [47]

Типы месторождений	Число месторождений	Распределение запасов руды, тыс. т				
		5%	25%	50%	75%	95%
Свинцово-цинковые в карбонатных толщах	16	93	684	3161	6741	35 970
Колчеданно-полиметаллические:						
в терригенных формациях	33	18	412	2812	8527	99 921
в вулканогенных формациях	180	124	397	1432	4000	25 502
Жильные	140	3	16	63	229	1068
Всего (включая скарновые и "песчаниковые")	378	7	91	454	2730	18 280

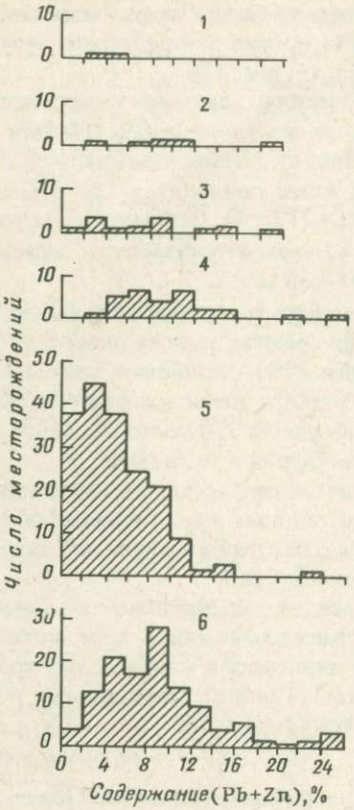


Рис. 23. Распределение свинцово-цинковых месторождений Канады по содержанию суммы металлов. *По материалам Д. Сангстера* [47].

Типы месторождений:
1 – "песчаниковые", 2 – скарновые, 3 – в карбонатных толщах, 4 – колчеданно-полиметаллические в терригенных толщах, 5 – колчеданно-полиметаллические в вулканогенных толщах, 6 – жильные

Для характеристики качества руд и определения средних содержаний свинца и цинка использовались гистограммы (рис. 23); для каждого типа месторождений определены диапазоны запасов руды и их средние значения.

Р. Лардж, У. Херманн, К. Корбетт при анализе результативности поисков колчеданно-полиметаллических месторождений в Тасманской геосинклинали оценили их распределение по запасам руды (рис. 24). Масштабы среднего месторождения определены в 2,7 млн т руды. В качестве первоочередных объектов поисков рекомендуются преимущественно полиметаллические месторождения, средние запасы руды в которых оценены в 10 млн т при суммарной концентрации свинца и цинка более 20%, серебра 160 г/т, золота 3 г/т.

Сводная картина распределения запасы руды–доля месторождений (рис. 25), составленная по материалам Д. Кокса и Д. Зингера [37], иллюстрирует некоторые общие закономерности масштабов рудонакопления.

Различия в минимальных и максимальных запасах месторождений разных типов отражаются как в размещении соответствующих кривых, так и в крутизне их наклона к оси абсцисс. Независимо от масштабов объектов, кривые имеют в целом однотипную форму и близкие углы ориентировки. Это свидетельствует о подчиненности распределения месторождений различных масштабов общей закономерности.

Если обратиться к числу учтенных объектов в каждой из выборок, использованных для построения кривых, легко установить, что во многих случаях при значительном и весьма значительном количестве месторождений соответствующие кривые выполаживаются в области макси-

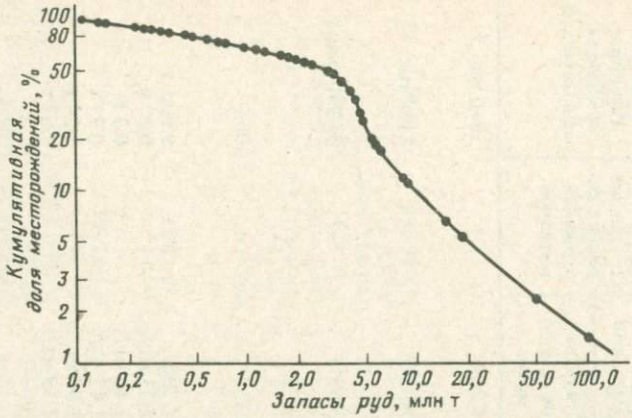


Рис. 24. Распределение 42 вулканогенных месторождений колчеданного семейства Тасманской геосинклинали по запасам руды. *По материалам Р. Ларджа с соавторами*

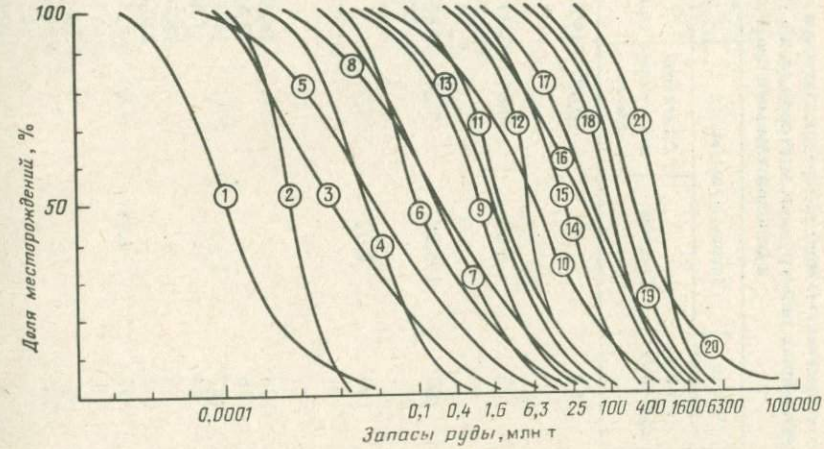


Рис. 25. Распределение запасов руды основных типов рудных месторождений. *По Д. Коксу и Д. Зингеру* [47]:

1–21 – типы месторождений (в скобках – число объектов): 1 – хромитовые (435), 2 - оловорудные риолитовые (132), 3 – полиметаллические жильные (75), 4 – крупные хромитовые (174), 5 – малосульфидные золотокварцевые жильные (313), 6 – колчеданные типа Бесси (44), 7 – оловорудные жильные (43), 8 – урановые типа несогласия (36), 9 – эпитермальные золото-серебряные типа Комсток (41), 10 – колчеданные кипрского типа (49), 11 – медно-никелевые коматиитовые (31), 12 – золоторудные в углеродистых карбонатных толщах (35), 13 – скарново-магнетитовые (168), 14 – свинцово-цинковые вулканогенно-осадочные (45), 15 – медистые песчаники и сланцы (57), 16 – свинцово-цинковые в карбонатных толщах (20), 17 – магнетитовые в вулканогенных толщах (39), 18 – молибден-порфировые (33), 19 – меднопорфировые (208), 20 – фосфоритовые аппеллингового типа (60), 21 – молибден-меднопорфировые (16)

Таблица 17

Количественные модели (средние запасы и содержания металлов) важнейших типов рудных месторождений. По [37] с уточнениями и дополнительными пересчетами

Типы месторождений (примеры)	Основные рудообразующие элементы	Число месторождений в выборке	Запасы руды, млн т		Содержание металлов		Отношение средних содержаний металлов	Расчетные средние запасы металлов
			Среднее	Стандартное отклонение	Среднее	Стандартное отклонение		
Железорудные скарновые (Айрон Спрингс, США)	Fe	168	7,21	10,99	49,61%	10,28%	–	3570 тыс. т
Железорудные вулканогенные (Кирунавара, Швеция)	Fe	39	4,00	6,64	53,72%	11,08%	–	2150 тыс. т
Железистые кварциты (тип Алгома и оз. Верхнего, США)	Fe	66	165,20	3,24	50,83%	13,65%	–	83 960 тыс. т
Главные хромитовые месторождения шт. Орегон и Калифорния (США)		174	0,02	5,75	–	–	–	–
	Cr_2O_3	174	–	–	44, 03%	7, 29%	Pt : Pd =	9 тыс. т
	Pd	16	–	–	3,48 мг/т	2,33 мг/т	=4:1	0,07 т
	Pt	12	–	–	14,32 мг/т	1,56 мг/т		0,3 т
	Rh	14	–	–	13,06 мг/т	1,47 мг/т		0,27 т
	Ir	9	–	–	78,34 мг/т	1,99 мг/т		1,64 т
	Ru	7	–	–	220,80 мг/т	1,19 мг/т		4,62 т
Сульфидные медно-никелевые в синорогенных базит-гипербазитовых комплексах (Рана, Норвегия)		32	1,99	5,00	–	–		
	Co	3	–	–	0,046%	2,24%	Co:Ni =	9 тыс. т
	Ni	32	–	–	0,76%	1,81%	= 1:16,5	15 тыс. т
	Cu	29	–	–	0,48%	2,04%	Cu : Ni =	9 тыс. т
	Pd	3	–	–	0,1 г/т	1,90 г/т	= 1 : 1,6	0,2 т
	Pt	2	–	–	0,03 г/т	1,53 г/т	Cu:(Cu+Ni)=	0,06 т
	Au	3	–	–	0,11 г/т	2,60 г/т	=1:2,6	0,22 т
							Pt:Pd = 1 3,3	
							Au:Cu =	
							= 1:43636	
Сульфидные медно-никелевые в вулканитах коматиитовой ассоциации (Камбалда, Австралия)		31	1,72	5,83	–	–		
	Co	8	–	–	0,056%	2,29%	Co:Ni =	900 т
							= 1:26,9	
	Ni	31	–	–	1,51%	1,82%	Cu:Ni=1:10,8	26 тыс. т
	Cu	21	–	–	0,14%	1,79%	Cu:(Cu:Ni)=	2 тыс. т
	Pd	11	–	–	0,33 г/т	1,95 г/т	= 1: 11,8	0,58 т
	Pt	5	–	–	0,20 г/т	1,66 г/т	Pt:Pd=1:1,65	0,34 т
	Ir	9	–	–	0,07 г/т	2,56 г/т	Au:Cu =	0,12 т
	Au	10	–	–	0,03 г/т	3,42 г/т	= 1:46 666	0,06 т
Сульфидные медно-никелевые в интрузивных дунитах коматиитовой ассоциации (Агнью, Австралия)		22	28,25	5,83	–	–		
	Co	3	–	–	0,03%	2,68%	Co:Ni=1:33	7 тыс. т
	Ni	22	–	–	0,99%	1,71%	Cu:Ni =	280 тыс. т
	Cu	12	–	–	0,04%	3,08%	= 1:24,8	10 тыс. т
	Pd	5	–	–	0,14 г/т	2,79 г/т	Cu:(Cu+Ni)=	3,93 т
	Ir	5	–	–	0,02 г/т	5,01 г/т	= 1:25,8	0,43 т
	Au	5	–	–	0,02 г/т	1,51 г/т	Au:Cu =	0,43 т
							= 1:20000	

Продолжение таблицы 17

Типы месторождений (примеры)	Основные рудообразующие элементы	Число месторождений в выборке	Запасы руды, млн т		Содержание металлов		Отношение средних содержаний металлов	Расчетные средние запасы металлов
			Среднее	Стандартное отклонение	Среднее	Стандартное отклонение		
Латеритные никелевые		71	44,16	3,85	–	–		
%	Co	12	–	–	0,06%	1,46%	–	26 тыс. т
	Ni	11	–	–	1,36%	1,27%		600 тыс. т
Марганцевые осадочные (Моланго, Мексика)	Mn	39	7,27	17,38	31,38%	13,05%	–	2280 тыс. т
Вольфрамовые скарновые (Пайн Крик, США)	WO_3	28	1,45	10,59	0,66%	1,74%	–	9 тыс. т
Меднорудные скарновые (Коппер Каньон, США)		64	0,56	8,92	–	–		
	Cu	64	–	–	1,68%	1,94%	Au:Ag =	9 тыс. т
	Ag	15	–	–	21,4 г/т	4,96 г/т	= 1:12,5	12 т
	Au	16	–	–	1,71 г/т	4,08 г/т	Cu:Ag=9824	0,95 т
Молибден-порфировые (подтип Клаймакс, США)	Mo	9	201,8	3,17	0,19%	1,36%	–	380 тыс. т
Молибден-порфировые (подтип Эндако, Канада)	Mo	33	94,2	4,02	0,085%	1,39%	–	80 тыс. т
Медно-молибден-порфировые (Бренда, США)		16	508,2	3,04	–	–		
	Cu	16	–	–	0,41%	1,47%	Cu:Mo=20,5	2080 тыс. т
	Mo	16	–	–	0,02%	1,85%	Au:Ag =	102 тыс. т
	Ag	16	–	–	1,20 г/т	2,60 г/т	= 1:120	611, 2 т
	Au	16	–	–	0,01 г/т	2,62 г/т		6,3 т
Медно-порфировые (Бингхэм, США)		208	144,2	4,85	–	–		
	Cu	208	–	–	0,53%	1,54%	Cu:Mo=44,2	780 тыс. т
	Mo	103	–	–	0,012%	2,71%	Au:Ag =	20 тыс. т
	Ag	76	–	–	1,65 г/т	2,31 г/т	= 1:13,8	238,2 т
	Au	81	–	–	0,12 г/т	5,03 г/т	Au:Cu =	17,3 т
Медно-порфировые (подтип Рут, США)		18	79,6	2,96	–	–	= 1:44166	
	Cu	18	–	–	1,02%	1,66%	Cu:Mo=51	810 тыс. т
	Mo	4	–	–	0,02%	1,81%	Au:Ag =	17 тыс. т
	Ag	9	–	–	4,78 г/т	2,62 г/т	= 1:14,9	380,8 т
	Au	6	–	–	0,32 г/т	3,18 г/т	Cu:Au =	26,2 т
Золото-медно-порфировые (Ок Теди, Папуа–Новая Гвинея)		40	100,0	2,98	–	–	= 31875	
	Cu	40	–	–	0,50%	1,32%	Cu:Mo=166	500 тыс. т
	Mo	20	–	–	0,003%	2,33%	Au:Ag=1:4,2	3 тыс. т
	Ag	27	–	–	1,58 г/т	2,36 г/т	Cu:Ag =	158,9 т
	Au	40	–	–	0,38 г/т	1,64 г/т	= 13157	38,2 т
Медно-колчеданные (Кипрский тип)		49	1,27	7,52	–	–		
	Cu	49	–	–	1,59%	2,03%	Cu:Zn:Pb=	20 тыс. т
	Zn	16	–	–	0,79%	5,11%	=31,8:15,8:1	10 тыс. т
	Pb	3	–	–	0,05%	3,78%	Au:Ag =	500 т
	Ag	15	–	–	12,68 г/т	4,42 г/т	= 1:14,1	16,1 т
	Au	15	–	–	0,90 г/т	4,89 г/т		1,16 т
Медно-колчеданные (тип Бесси, Япония)		44	0,22	9,33	–	–		
	Cu	44	–	–	1,46%	1,90%	Cu:Zn=2,6	3 тыс. т

Продолжение табл. 17

Типы месторождений (примеры)	Основные рудообразующие элементы	Число месторождений в выборке	Запасы руды, млн т		Содержание металлов		Отношение средних содержаний металлов	Расчетные средние запасы металлов
			Среднее	Стандартное отклонение	Среднее	Стандартное отклонение		
	Zn	14	–	–	0,56%	1,89%	Au:Ag =	1 тыс. т
	Ag	14	–	–	7,86 г/т	2,42 г/т	= 1:22,6	1,7 т
	Au	14	–	–	0,34 г/т	2,95 г/т		0,07 т
Колчеданно-полиметаллические (тип Куроко, Япония)		432	1,49	7,07	–	–		
	Cu	432	–	–	1,26%	2,24%	Cu:Zn:Pb=	20 тыс. т
	Zn	330	–	–	2,81%	2,90%	=1,7:3,7:1	40 тыс. т
	Pb	184	–	–	0,75%	3,55%	Au:Ag =	10 тыс. т
	Ag	284	–	–	28,8 г/т	3,26 г/т	= 1:36,9	43,0 т
	Au	238	–	–	0,78 г/т	3,37 г/т		1,2 т
Колчеданно-полиметаллические в осадочных толщах (Салливан, Канада)		45	14,7	5,39	–	–		
	Cu	11	–	–	0,18%	3,02%	Cu:Zn:Pb=	27 тыс. т
	Zn	45	–	–	5,65%	1,95%	=1:31,4:15,4	830 тыс. т
	Pb	45	–	–	2,78%	2,21%		410 тыс. т
	Ag	37	–	–	43,3 г/т	2,95 г/т		6 тыс. т
Свинцово-цинковые скарновые (Саксбергет, Швеция)		34	1,42	5,37	–	–		
	Cu	17	–	–	0,46%	2,87%	Cu:Zn:Pb=	6 тыс. т
	Zn	34	–	–	5,91%	1,87%	=1:12,8:7	84 тыс. т
	Pb	30	–	–	3,22%	2,02%	Au:Ag=	45 тыс. т
	Ag	22	–	–	114,6 г/т	2,46 г/т	=1:254	162,2 т
	Au	7	–	–	0,45 г/т	3,26 г/т	Cu:Au=10222	0,63 т
Свинцово-цинковые метасоматические (р-н Вост. Тинтик, США)		52	1,82	4,88	–	–		
	Cu	35	–	–	0,23%	3,25%	Cu:Zn:Pb=	4 тыс. т
	Zn	51	–	–	3,92%	3,43%	=1:17:22	72 тыс. т
	Pb	52	–	–	5,06%	2,98%	Au:Ag =	92 тыс. т
	Ag	45	–	–	193,2 г/т	2,88 г/т	=1:272	352,4 т
	Au	35		–	0,71 г/т	5,39 г/т		1,3 т
Свинцово-цинковые стратиграформные в карбонатных толщах (Вайбурнум, США)		20	34,8	8,51	–	–		
	Zn	20	–	–	4,15%	2,30%	Zn:Pb=3,4	1450 тыс. т
	Pb	16	–	–	1,23%	2,56%		430 тыс. т
	Ag	10	–	–	4,67 г/т	4,92 г/т		162,7 т
Свинцово-цинковые в песчаниках (Лайсвалль, Швеция)		20	0,54	6,71	–	–		
	Zn	14	–	–	0,59%	4,75%	Zn:Pb =	31 тыс. т
	Pb	20	–	–	2,15%	2,00%	= 1:3,6	120 тыс. т
	Ag	9	–	–	11,2 г/т	3,82 г/т		1,29 т
Медистые песчаники и сланцы (Чамбиши, Зимбабве)		57	21,9	8,29	–	–		
	Co	10	–	–	0,24%	1,56%	Cu:Co=9	52 тыс. т
	Cu	57	–	–	2,15%	1,79%		470 тыс. т
	Ag	12	–	–	16,1 г/т	5,82 г/т		354,0 т
Оловянные скарновые (Лост Ривер, США)	Sn	4	5,94	4,15	0,31%	2,00%	–	20 тыс. т

Продолжение табл. 17

Типы месторождений (примеры)	Основные рудообразующие элементы	Число месторождений в выборке	Запасы руды, млн т		Содержание металлов		Отношение средних содержаний металлов	Расчетные средние запасы металлов
			Среднее	Стандартное отклонение	Среднее	Стандартное отклонение		
Оловянные грейзеновые (Лост Ривер, США)	Sn	10	7,19	5,56	0,28%	1,48%	–	20 тыс. т
Оловорудные риолитового типа (Блэк Рендж, США)	Sn	132	0,0009	3,12	0,39%	2,16%	–	3,79 т
Оловянные метасоматические (Ренисон Белл, Австралия)	Sn	6	5,25	3,54	0,8%	1,34%	–	42 тыс. т
Ртутные в кремнисто-карбонатных толщах (Нью-Альмаден, США)	Hg	28	0,028	10,91	0,39%	1,49%	–	109,41 т
Сурьмяные вкрапленные (Монтезума, США)		23	0,087	6,62	–	–		
	Sb	23	–	–	3,55%	1,70%	–	3 тыс. т
	Ag	1	–	–	1,20 г/т	–	–	0,11 т
	Au	2	–	–	0,3 г/т	14,9 г/т	–	0,03 т
Урановые вулканогенные (Мэрисвэйл, США)	U_3O_8	21	0,342	8,81	0,12%	1,84%	–	411,3 т
Золото-урановые	U_3O_8	36	0,23	18,8	0,52%	2,61%	–	1 тыс. т
типа несогласий (Джабилука, Австралия)								
Золоторудные жильные малосульфидные (тип Балларат, Австралия)		313	0,029	14,6	–	–		
	Ag	39	–	–	4,97 г/т	2,27 г/т	Au:Ag=3	0,15 т
	Au	313	–	–	15,96 г/т	2,15 г/т		0,47 т
Золоторудные жильные в метавулканитах (Хомстейк, США)		116	0,94	7,23	–	–	–	
	Ag	52	–	–	1,62 г/т	3,34 г/т		1,53 т
	Au	116	–	–	9,22 г/т	1,79 г/т		8,68 т
Золото-серебряные эпитермальные (Комсток, США)		41	0,70	6,9	–	–		
	Cu	18	–	–	0,02%	6,24%	Cu:Zn:Pb=	100 т
	Zn	3	–	–	0,03%	50,03%	=2:3:1	200 т
	Pb	19	–	–	0,01%	9,59%	Au:Ag =	94,2 т
	Ag	41	–	–	114,8 г/т	6,54 г/т	=1:15,4	80,2 т
	Au	41	–	–	7,46 г/т	2,76 г/т		5,2 т
Золото-серебряные стратиформные в карбонатных толщах (Карлин, США)		35	5,08	3,31	–	–		
	Ag	6	–	–	21,9 г/т	5,19 г/т	Au:Ag =	111,2 т
	Au	34	–	–	2,57 г/т	2,46 г/т	=1:8,5	13,1 т
Россыпи золота		65	1,07	20,5	–	–		
	Ag	16	–	–	0,03 г/т	2,49 г/т	Au:Ag=6,6	0,03 т
	Au	65	–	–	0,2 г/т	1,96 г/т		0,21 т

мальных и минимальных запасов, а также приобретают меньший наклон к оси абсцисс. Очевидно, что в случаях со значительным числом объектов в выборке охватывается более широкий диапазон месторождений. Иными словами, в выборку включаются как значительное число мелких объектов, так и единичные крупные и уникальные. Последние, вероятно, могут рассматриваться как возможно существующие, но не обнаруженные. При этом, однако, справедливы те ограничения, которые отмечены выше при рассмотрении закона Ципфа.

Графики (рис. 25) позволяют не только установить средние запасы каждого типа месторождений, но и определить возможные их предельные масштабы. Очевидно и решение обратной задачи – прогноз диапазона масштабов запасов и возможного их среднего значения при установлении геологическими методами принадлежности месторождения к тому или иному типу. В этом исследовании учтены практически все более или менее значимые геолого-промышленные типы месторождений. При разработке количественных моделей проведен анализ распределения запасов руды применительно к кумулятивному числу месторождений, распределение содержания основных и попутных компонентов с построением соответствующих графиков.

Для каждого геолого-промышленного типа месторождений рассчитаны средние запасы руды и среднее содержание главных и второстепенных металлов с оценкой стандартных отклонений. Данные упомянутых исследователей с дополнительными пересчетами, выполненными автором, сведены в табл. 17, которая основана на обобщении материала более чем по 2800 месторождениям мира.

В целом, количественные геолого-промышленные модели месторождений учитывают запасы руды и металлов, их содержания. Оценка диапазонов значений этих величин с определением средних обеспечивает получение необходимой информации для выбора приоритетных объектов прогноза и поисков на основе их геолого-экономической значимости.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

В современных разработках по морфологическому моделированию рудных тел наибольшее внимание привлекают те направления, в которых использованы количественные морфометрические характеристики. Для прикладных целей, в первую очередь для оценки возможных масштабов рудных тел по ограниченной информации, получаемой на ранних стадиях геологоразведочных работ, приоритетное значение имеют морфологические модели, основанные на описании форм рудных тел соответствующими пространственными геометрическими фигурами, а также на их классификациях по соотношениям трех пространственных осей – длины, ширины и мощности.

Для меднопорфировых месторождений ранее показана зависимость

форм рудных тел от морфологии рудоносных порфировых интрузивов [11, 18]. Закономерное размещение меднопорфировой минерализации в эндо-экзоконтактовых зонах таких магматических тел, своеобразное их "облекание" рудной минерализацией, повторение контуров интрузива контурами рудных тел определили возможность выделения так называемой конформной группы месторождений. Применительно к этой группе выделяется несколько морфологических типов рудных тел, зависящих от форм интрузивов в плане и углов падения их контактов.

Для изометричных в плане интрузивов, расширяющихся с глубиной под средними углами, форма рудных тел описывается как разность разновысоких параболоидов вращения с общим основанием.
Объем рудных тел (V) определяется по выражению

$$V = \frac{\pi D^2}{4}\left(\frac{H_1}{K_1} - \frac{H_2}{K_2}\right),$$

где D – диаметр общего основания параболоидов; H_1 и H_2 – их высоты (внешнего и внутреннего), K – коэффициент сложности параболоидов. При этом

$$K = \frac{4H}{D \cdot tg\alpha} + 1,$$

где α – угол наклона соответствующей поверхности параболоида к горизонту.

Для усредненной формы рудных тел H_1/D равно 0,75; H_2/D равно 0,45. При более крутых углах падения рудоносного штока (75–85°) H_1/D равно 2,1; H_2/D равно 1,3.

Если рудоносные интрузивы и сопровождающие их зоны минерализации имеют в плане эллиптические, а не круговые сечения, форма рудных тел описывается как разность разновысоких параболоидов с общим эллиптическим основанием. Объем рудных тел определяется по выражению

$$V = \frac{\pi A}{4}\left(\frac{H_1}{K_1} - \frac{H_2}{K_2}\right),$$

где A – произведение осей эллипсоида.

В некоторых случаях формы рудных тел приближенно аппроксимируются как разность разновысоких конусов с общим основанием. Менее распространены простые цилиндрические формы.

Для оценки возможности отнесения рудного тела к тому или иному морфологическому типу и приложимости соответствующих расчетных формул определяющее значение имеет принадлежность горизонтальных сечений рудных тел к тому или иному классу значений отношения длины к ширине (L/H).

Для 30 наиболее значительных зарубежных меднопорфировых месторождений в результате статистической обработки с округлением значений классов получено следующее распределение отношений длин рудных тел к ширине: 1–20%; 1,5–30%; 2,0–13%; 2,5–20%; 3,5–7%; 4,0–10%. Более половины объектов из выборки оказываются в классах 2,0 и менее. Следовательно, при получении полного поперечного сечения рудного тела, заведомо ориентированного вкрест его простирания, минимальная протяженность не может быть меньше ширины H. В качестве оптимального может быть принято удлинение, равное $2H$, а максимально возможной длине отвечает величина, равная $4H$.

Морфология рудных тел месторождений колчеданного семейства, как показано в работах В.И. Смирнова, Т. Сато, Р. Хатчинсона, М.Б. Бородаевской, А.И. Кривцова и других исследователей, изначально определяется обстановками и условиями проявления субмаринного рудонакопления. Изменения первичных форм колчеданных залежей зависят от характера и интенсивности последующих процессов метаморфизма, как правило, не обнаруживающих связи и преемственности с ранними этапами развития колчеданоносных провинций и зон. Вследствие этого для расшифровки природы морфологии колчеданных залежей важное значение имеет определение первичных обстановок колчеданообразования, отражающихся в формационных характеристиках рудоносных толщ, а также исключение искажающего влияния наложенных тектонических процессов.

Колчеданоносные геологические формации принято разделять на три группы: вулканогенную (1), осадочно-вулканогенную (2) и осадочную (3). В вулканогенной группе выделяются следующие типы формаций: 1.1 – однородный базальтовый (кипрский тип месторождений); 1.2 – контрастный гомодромный базальт-риолитовый (уральский I); 1.3 –непрерывный базальт-андезит-дацит-риолитовый (уральский II). Группа осадочно-вулканогенных формаций разделяется на следующие типы: 2.1 – контрастный антидромный риолит-базальтовый (рудноалтайский, Куроко) с широким развитием осадочных пород; 2.2 – непрерывный базальт-андезит-дацит-риолитовый (малокавказский, балканский) нередко с неполным выражением ряда вулканогенных составляющих при повышенном распространении осадочных образований. В группе осадочных формаций разделение на типы ведется по фациальным характеристикам таких формаций с учетом наличия в разрезах вулканогенного материала. В наиболее общем случае могут быть выделены тип бесси (3.1), для которого характерно широкое развитие потоков основных лав среди песчано-глинистых отложений, и группа типов с угнетенным развитием вулканогенных образований (филизчайский – 3.2, раммельсбергский – 3.3) либо с почти полным отсутствием таковых (Маунт-Айза – 3.4, салливанский – 3.5).

Перечисленные типы формаций различаются не только по минерало-го-геохимическим характеристикам руд, но и по обстановкам колчеданообразования. В меньшей степени эти типы разнятся по структурным условиям рудонакопления. Последние, как известно, в наиболее общем случае определяются сочетанием рудовыводящих каналов (синвулканических, конседиментационных зон дробления либо других проницаемых зон) с субмаринными депрессионными структурами различной природы. В зависимости от положения рудовыводящего канала в палеорельефе периода рудоотложения могут возникать колчеданные залежи различных структурно-морфологических типов: корневые либо прикорневые (проксимальные) комбинированные – на участках сопряжения каналов и депрессий; бескорневые, удаленные (дистальные) в депрессиях, не имеющих прямого сопряжения с каналами; внутрикорневые в каналах, выходящих на поверхность рельефа вне депрессий.

Промышленными масштабами обладают залежи первых двух типов, основные черты морфологии которых определяются прежде всего формой рудовмещающих депрессий. В обоих случаях кровля рудных тел располагается параллельно поверхности напластования, а граница лежачего бока подчинена рельефу бортов и днища депрессий. Эта конформность частично нарушается в варианте комбинированных залежей – при нахождении значительной доли руд в апофизах лежачего бока, т.е. в верхних зонах выводных каналов, секущих напластование. Тем не менее, главные черты морфологии рудных тел и в такой ситуации прямо зависят от рельефа депрессионных структур, вмещающих основную массу руд. Следует отметить, что рудные холмы, выявленные в ряде мест Мирового океана, на колчеданных месторождениях пока не установлены как положительные элементы, осложняющие кровлю рудных тел. Вследствие этого последняя в данном изложении принимается на период рудонакопления как субгоризонтальная.

В качестве главных факторов рельефообразования при субмаринном вулканизме и седиментогенезе выделяются тектонические движения, вулканические формообразующие процессы (возникновение вулканогенных поднятий, экструзивных куполов, насыпных сооружений, распределение потоков и покровов лавового материала и т.п.), размещение фаций и мощностей обломочных и осадочных фаций по зонам седиментогенеза, придонные течения в областях осадконакопления. Независимо от природы рельефообразующих процессов, сохранность возникающих форм на период колчеданообразования, в том числе и депрессий, определяются, в первую очередь, устойчивостью возникших уступов, склонов и откосов против обрушения, т.е. углами естественного откоса. В наиболее общем случае максимальной крутизной обладают структурные формы, возникающие в лавовой среде, либо образованные экструзивными куполами, а минимальной – формы, сложенные песчано-глинистыми и гли-

Таблица 18

Состав основания рудовмещающих депрессий и формационные обстановки колчеданообразования

Породы	Относительная распространенность обстановок колчеданообразования по формационным типам									
	1.1	1.2	1.3	2.1	2.2	3.1	3.2	3.3	3.4	3.5
Основные лавы с горизонтами гиалокластитов	+	±	–	–	–	+	–	–	–	–
Экструзивные купола риолитов и риодацитов	–	±	+	+	±	–	–	–	±	–
Пирокластические образования	–	+	±	±	+	–	±	–	±	–
Сочетание экструзивных куполов с телами пирокластитов	–	+	+	±	+	–	–	–	±	–
Глинистые, песчано-глинистые, известково-глинистые, углисто-глинистые отложения	–	–	–	+	±	+	+	+	+	+

Примечание. Знаком "+" указана широкая распространенность, "±" – умеренная, "–" – образования отсутствуют.

нистыми фациями. Конкретные количественные оценки углов естественного откоса субмаринных структурных форм труднодоступны. Углы естественного откоса обломочных пород, по Е.М. Сергееву, в водной среде имеют существенно меньшие значения, чем в воздушной. В частности, для пылеватых отложений углы откоса в водной среде уменьшаются на 10–15° (до 33°). Естественно, что господство тех или иных структурных форм зависит от формационных обстановок колчеданообразования – от состава образований, слагающих склоны и днища рудовмещающих депрессий. Относительная распространенность таких образований отражена в табл. 18.

Формы рудных тел месторождений колчеданного семейства, обычно описываемые как линзо- и пластообразные, фактически подобны более сложным фигурам. При субгоризонтальной ориентировке кровли нижние границы рудных залежей имеют более сложные очертания, соответствующие двум наиболее часто встречающимся случаям. В первом случае границы лежачего бока повторяют контуры рудовмещающих депрессий. Во втором случае в целом субгоризонтальная, согласная с напластованием, часть рудного тела сопряжена с секущими апофизами, отходящими от лежачего бока, так что рудные залежи в поперечных сечениях имеют форму, близкую к Т-образной.

В обоих случаях поперечные сечения при геометризации могут быть сведены к треугольникам с различными соотношениями основания H и

мощности M. В идеальном варианте такие сечения могут рассматриваться как равнобедренные треугольники с различными значениями отношений H/M. Очевидно, что замена неравностороннего треугольника на равнобедренный не имеет принципиального значения, поскольку площадь сечения при этом не меняется. Подобная аппроксимация допустима и в отношении продольных сечений рудных тел, которые соответственно характеризуются отношением длины к мощности L/M.

При указанных допущениях рудные тела колчеданных месторождений могут рассматриваться как опрокинутые пирамиды с высотой, равной мощности, и взаимно перпендикулярными осями основания H и L. Максимальные объемы рудных тел, охваченных такими пирамидами, отвечают их многоугольному либо четырехугольному основанию, а минимальные — ромбическому. В реальной ситуации форма рудных тел в плане наиболее близка к овальной либо эллиптической.

Независимо от формы основания такие пирамиды могут быть описаны отношениями осей H/M, L/H и $L/M=(H/M) \times (L/H)$. Если обозначить L/H через X, а H/M через Y, то их зависимость может быть выражена как $Y = KX$. С другой стороны, приняв L/M равным Z, получаем $Z = XY$. Исходя из этого, построена номограмма на рис. 26. На этот рисунок также вынесены прямые при некоторых заданных значениях K в уравнении $Y = KX$.

Если допустить, что значения X, Y, Z ограничены некоторым полем в координатном пространстве, то уравнение ограничивающей функции должно иметь вид $Y = m - n X$.

Рассмотренные зависимости позволяют по заданной величине отношения H/M при известных значениях K для прямых, ограничивающих диапазон L/H, определять конкретные величины последнего отношения. В частности, на рис. 26 эти величины показаны в диапазонах от A до B и от C до D. По номограмме, построенной для $Z = XY$, определяются значения L/M.

Иными словами, на основе проведенной геометризации рудных тел колчеданных месторождений через соотношения линейных морфометрических характеристик в поперечном сечении могут быть определены отношения длины рудного тела к ширине и длины к мощности. Естественно, что такая возможность реализуется при условии ограниченности диапазонов значений L/H в определенных классах значений H/M.

Указанные отношения линейных морфометрических параметров могут быть использованы для определения угловых характеристик рудных тел — углов выклинивания вкрест простирания α и по простиранию β — на основе рассмотренных выше зависимостей.

Из принятой геометрии рудных тел следует:

$$H/M = 2 \operatorname{ctg} \alpha,$$
$$L/M = 2 \operatorname{ctg} \beta.$$

Поскольку $L/H=(L/M)/(H/M)$, получаем $L/H=\operatorname{ctg}\beta/\operatorname{ctg}\alpha$.

Очевидно, что переход к определению углов выклинивания возможен и при получении оцениваемых значений отношений линейных характеристик по известным.

Изложенные принципиальные положения составляют основу для проведения типизации рудных тел по отношению линейных морфометрических характеристик и для разработки методики прогноза размеров рудных тел по единичным поперечным сечениям при поисково-оценочных и разведочных работах, что важно для определения параметров разведочной сети при оконтуривании рудных тел.

Фактографическую основу геометрического моделирования и типизации составляют данные по соотношениям осей рудных тел колчеданно-полиметаллических месторождений Японии (тип Куроко – 40 объектов) и Рудного Алтая (90 объектов), цинково-медно-колчеданных и медно-

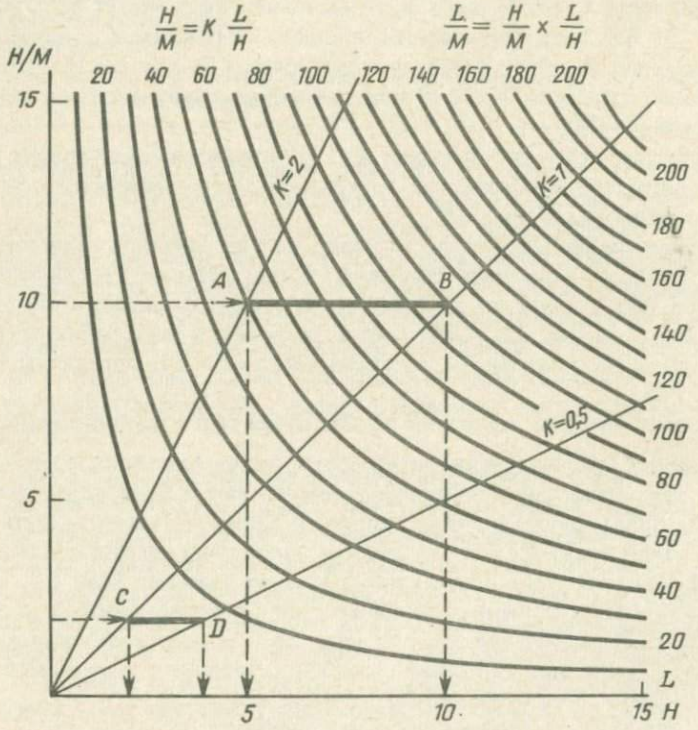


Рис. 26. Принципиальная схема графического представления соотношений линейных морфометрических характеристик рудных тел месторождений колчеданного семейства (пояснения см. в тексте)

цинково-колчеданных месторождений Урала (75 объектов). Эти исходные данные с целью группировки рудных тел были обработаны с использованием нескольких методических приемов.

По каждой из названных групп месторождений путем построения гистограмм с неизбежными округлениями были определены классы значений L/H и эквивалентных им H/M. В результате были определены поля значений в координатах L/H – H/M, отвечающие реальным объектам, и частота встречаемости рудных тел как в каждом классе значений L/H и H/M, так и в соответствующих точках их пересечения, имеющих определенные значения L/M. Результаты этой обработки показаны на рис. 27–29 для каждой группы отдельно и в сводном виде на рис. 30. Проведенная геометризация обеспечивает необходимую сопоставимость ли-

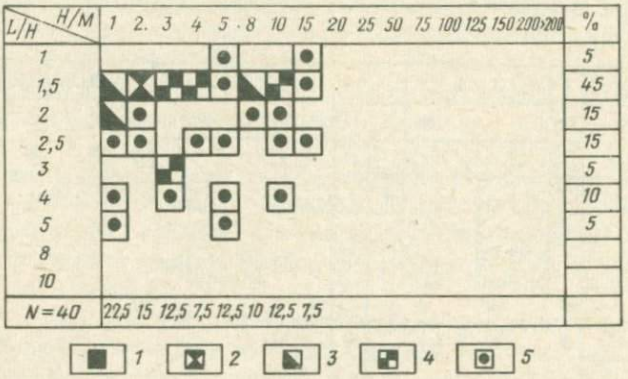


Рис. 27. Поля распределения месторождений типа Куроко по соотношениям осей рудных тел:
1–5 – число объектов: *1* – 5 и более; *2* – *4*; *3* – *3*; *4* – *2*; *5* – *1*

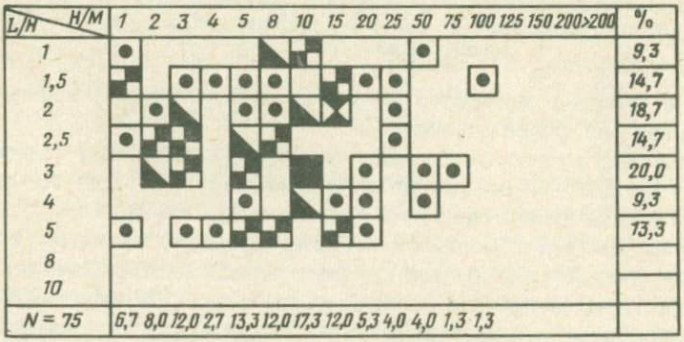


Рис. 28. Поля распределения рудноалтайских месторождений по соотношениям осей рудных тел (условные обозначения см. на рис. 27)

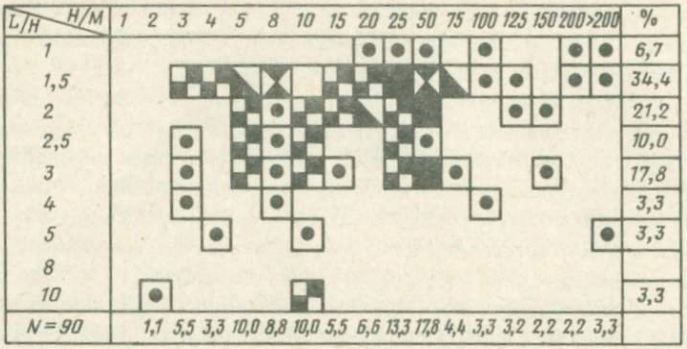


Рис. 29. Поля распределения уральских месторождений по соотношениям осей рудных тел (условные обозначения см. на рис. 27)

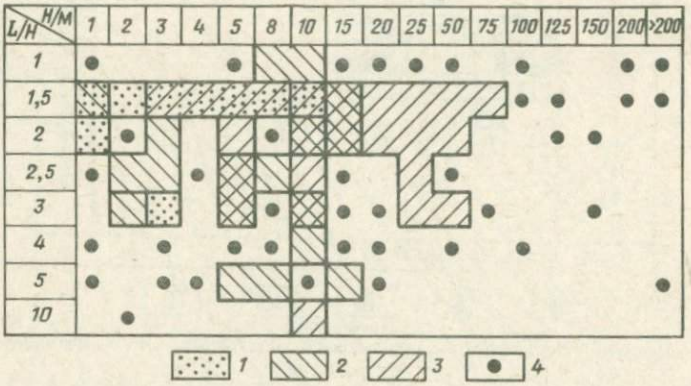


Рис. 30. Поля распределения месторождений колчеданного семейства по соотношениям осей рудных тел (оконтурены поля, начиная с двух объектов):
1–3 – типы месторождений: *1* – куроко, *2* – уральский, *3* – рудноалтайский, *4* – единичные объекты из групп *1–3*

нейных и угловых характеристик рудных тел и допускает возможность их типизации на единой основе.

Более 90% рудных тел по величине L/H располагается в диапазоне 1,5–5, а по H/M – в более широком диапазоне – от 1 до 50 при наибольшей концентрации (61,5%) в области 1–10. Значение L/H, равное 5, для суммы из трех выборок является предельным, поскольку оно превышается лишь в трех случаях (рудноалтайские месторождения). В общем поле точек достаточно отчетливо отражается специфика линейных морфометрических характеристик рудных тел каждой из выборок (см. рис. 30). Для месторождений Куроко в целом характерен ограниченный диапазон значений L/H при существенно более широком диапазоне H/M.

По первой величине 60% объектов укладываются в диапазон 1,5–2, а 75% – в 1,5–2,5. В то же время величина H/M не превышает 15 при относительно равномерном распределении по классам 1–15. Рудные тела Урала, имея общую область с месторождениями Куроко, в целом смещены в область более высоких значений L/H (от 2 до 5 – 76%) при расположении в диапазоне H/M, равном 1–15, более 80% объектов. Остальные рудные тела характеризуются отношением H/M, составляющим от 20 до 50 (исключая единичные случаи). Рудноалтайские месторождения укладываются по L/H в диапазон 1,5–3 (более 90% объектов), а по H/M такая же доля приходится на диапазон 5–200 с максимальной концентрацией в классах от 5 до 50 (70%), особенно в классах 25 и 50 (более 30%).

Независимо от группировки рудных тел по соотношениям их линейных морфометрических характеристик, проанализированы зависимости между величинами углов выклинивания рудных залежей вкрест простирания и по простиранию. Результаты этой обработки с распределением месторождений по классам углов, выбранным на основе построения гистограмм с необходимыми округлениями, отражены в обобщенном виде на рис. 31.

Отношения α/β для точек с числом объектов более одного отвечают довольно узкому диапазону, который при малых углах составлят от 1–2 до 1–5, а при больших – от 1–2 до 1–3. Эти ограничения разброса точек дополняются расположением 80% из них в поле со значением α менее 55°, β – менее 35°.

Поля точек трех выборок месторождений при наличии областей перекрытия достаточно отчетливо обособляются (см. рис. 31). Основная масса рудных тел месторождений Куроко характеризуется значениями α от 8 до 35° (65% объектов), β – от 3 до 30° (82,5%). Рудные тела рудноалтайской группы концентрируются в области малых углов – α от 1 до 10° (75%), β – от 1 до 50° (80%). Обращает на себя внимание значительное число рудных тел этой группы с очень малыми значениями α (от 1 до 3° – 35,6%) и β (от 1 до 2° – 51,1%). В этом поле полностью отсутствуют рудные тела типа Куроко. Рудные тела месторождений Урала по значению α концентрируются в диапазоне 5–10° (40%) и 15–25° (25%), по β – 2–8° (60%). Другим значениям углов отвечают единичные объекты.

Изложенным определяются количественные различия в характеристиках рудовмещающих депрессий в разных формационных обстановках колчеданообразования, что устанавливается из геологических характеристик соответствующих месторождений. Так, объекты с малыми и очень малыми значениями α и β характерны для рудовмещающих глинистых отложений. В частности, по данным Г.Н. Щербы, рудные тела месторождений Рудного Алтая обладают максимальной уплощенностью при локализации в алевролитах и алевропелитах, нередко превращенных в

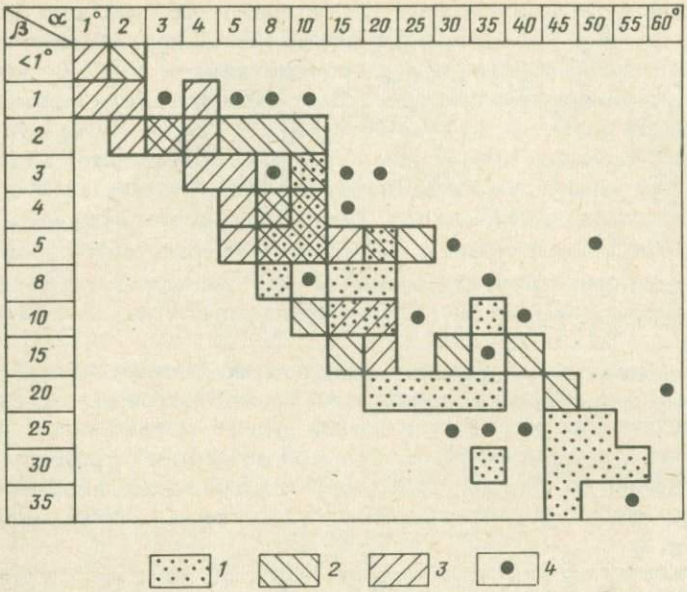


Рис. 31. Поля распределения месторождений колчеданного семейства по значениям α и β:

1 – 3 – типы месторождений: *1* – куроко, *2* – уральский, *3* – рудноалтайский, *4* – единичные объекты из групп *2* и *3*. По месторождениям типа куроко оконтурены все значения, по другим группам – начиная с двух объектов

глинистые сланцы. Такая же ситуация известна на ряде уральских месторождений, где рудные тела залегают в горизонтах туфопесчаников (Касаргинское). Подобные значения углов характерны и для рудных тел Красноуральской группы, залегающих в тонкообломочном туфогенном материале. Столь же малы углы выклинивания на отдельных месторождениях Северных Мугоджар, рудные тела которых локализованы в субгоризонтально залегающих основных лавах (Летнее), сохранивших спокойный рельеф лавового поля в период рудоотложения. Последний пример представляет скорее исключение, поскольку малые углы выклинивания характерны для залежей, размещающихся в тонкообломочных фациях, преимущественно седиментогенных. Это явление легко объяснимо тем, что при любой природе рудовмещающих депрессий невозможно сохранение крутых углов откоса в нелитифицированном тонком водонасыщенном материале. Это служит косвенным подтверждением сингенетичного происхождения колчеданных залежей, локализованных в осадочных толщах, т.е. тех месторождений колчеданного семейства, для которых при отсутствии широких проявлений синседиментационного вулканизма происхождение продолжает дискутироваться.

Рудные тела со средними углами выклинивания (до 20°) характерны для случаев их размещения в депрессиях кровли экструзивных куполов, в прикупольных депрессиях, в прогибах базальтового основания вулканических построек, сложенных кислым материалом (обычно на склонах крупных поднятий). Подобные ситуации имеют место, в частности, на Подольском, Узельгинском и Юбилейном месторождениях Урала (соответственно). Довольно значительные углы наклона бортов депрессий легко объясняются тем, что они образованы вязким лавовым материалом экструзивных куполов, глыбовыми брекчиями в осыпных их зонах, а также сваренными пирокластическими образованиями.

Весьма значительные углы выклинивания характерны преимущественно для месторождений Куроко, располагающихся в сводовых частях экструзивных куполов либо в межкупольных депрессиях. Сближенное расположение таких куполов в ряде колчеданоносных районов Японии, в частности Хокуроку, определяет существование на период рудообразования контрастного, резко расчлененного рельефа. Крутые углы выклинивания установлены на некоторых месторождениях Южного Урала (Озерное, Западно-Озерное), где рудные тела располагаются в узких каньонообразных прогибах, сложенных породами различного состава и несомненно возникших при синвулканических тектонических процессах. Вместе с тем, автор не исключает того, что в числе объектов со значительными углами выклинивания могут быть рудные тела с мощными апофизами, развитыми со стороны лежачего бока, что, естественно, ограничивает использование полученных значений углов для характеристики морфологии рудовмещающих депрессий.

Приведенные выше угловые морфометрические характеристики рудных тел месторождений колчеданного семейства могут получить более подробную интерпретацию на основе выявления физико-механических свойств пород, слагающих борта и склоны рудовмещающих депрессионных структур.

Из рис. 31 следует, что каждому классу углов α отвечает ограниченное число значений углов β при зависимости $\alpha = K\beta$.

В группе классов углов от 2 до 5° K имеет значения от 1 до 5; 8–10° колеблется от 1 до 4; 15–20° – от 1 до 3; 25–30° – от 1 до 2. При дальнейшем росте углов K принимает значение от 1 до 1,5.

Таким образом, в области существенных величин углов β для каждого их класса характерно ограниченное число классов α при целых значениях K (от 5 до 1). Этим определяется возможность прогноза значений углов β по углам α в ограниченном числе вариантов.

В то же время угловые морфометрические характеристики дополняют линейные, использование соотношений которых более удобно в практических целях.

Сравнение угловых и линейных характеристик позволяет установить, что рудные тела с L/H от 1 до 3 обладают значениями α и β свыше

20°. Рост углов сопровождается приближением форм рудных тел в плане к близизометричным и изометричным. Рудные тела с высокими значениями коэффициентов удлинения (3–5 и более) характеризуются углами α менее 10° при значениях β от первых градусов до долей градуса. Иными словами, имеет место обратная зависимость между удлиненностью рудных тел и углами их выклинивания. В анализировавшихся выборках отсутствуют удлиненные тела с крутыми углами α и малыми углами β. Рост углов α, закономерно сопровождающийся ростом углов β, приводит к переходу от пластообразных и лентовидных тел к изометричным, линзо- и воронкообразным, что отражает специфику фациальных обстановок рудонакопления и сопряженных с ними особенностей рельефа периода колчеданообразования.

Установление принадлежности рудных тел месторождений колчеданного семейства к ограниченному числу классов по взаимосвязанным линейным морфометрическим характеристикам позволяет провести генерализованную обработку исходных данных с учетом распространенности и представительности различных морфологических типов. Вследствие этого на втором этапе обработки общая выборка была сокращена до 165 объектов за счет исключения рудных тел высокой степени уплощенности (H/M более 30). При построении гистограмм для оценки классов H/M и L/H в связи с малой представительностью также были исключены как самостоятельные классы H/M, равные 4, и L/H, равные 1,5 и 8, с отнесением соответствующих значений к смежным классам.

По итогам обработки для каждого статистически определенного класса H/M определены диапазоны эквивалентных значений классов L/H. Рассчитаны значения K в функции $Y = K \cdot X$ для прямых, ограничивающих начало и конец соответствующих отрезков (диапазонов) L/H. Установлено, что уравнение $Y = 60–10 \cdot X$ отвечает прямой, отсекающей поле реальных значений L/H и отвечающей его максимальным значениям в точках пересечения прямых $Y = K \cdot X$ со значениями K, равными 0,5; 2; 3; 5; 8; 12; 20 и 75. Результаты проведенной обработки (рис. 32) представляют необходимые исходные данные для построения графических моделей рудных тел.

В целом, в результате проведенного анализа определены конкретные значения отношений линейных морфометрических характеристик, используемые в дальнейшем для многовариантных оценок возможной морфологической принадлежности рудных тел, а также для оптимизации размещения поперечных пересечений рудных залежей при оценочных и разведочных работах.

Систематизация данных по линейным и угловым морфометрическим характеристикам рудных тел месторождений колчеданного семейства позволяет в качестве основных выводов отметить следующее:

главные черты морфологии колчеданных залежей определяются сос-

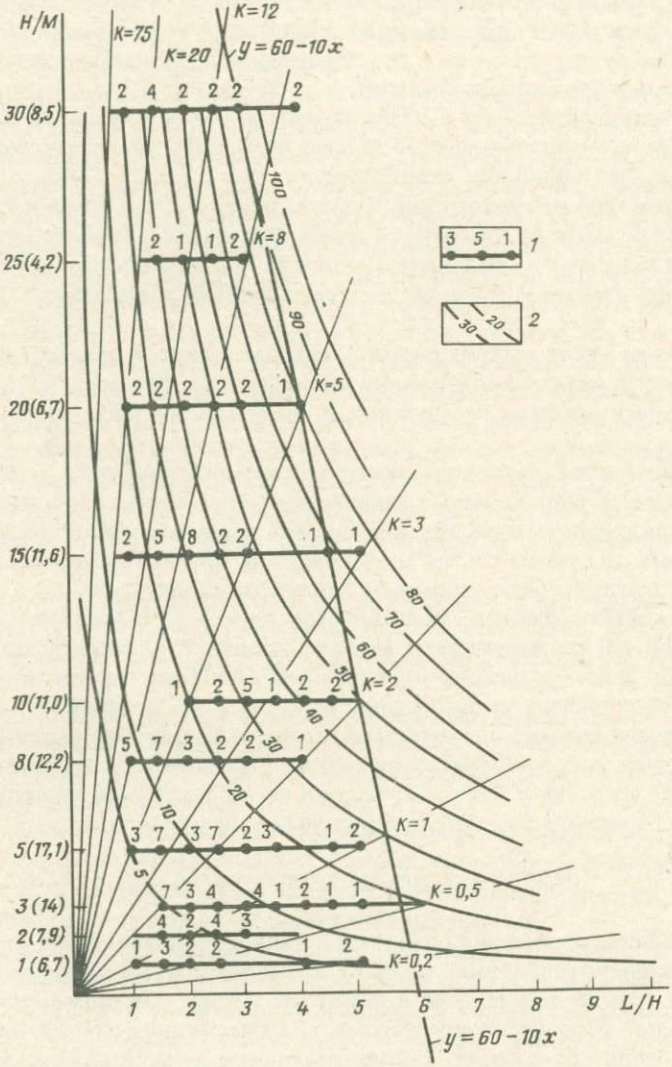


Рис. 32. Линейные морфометрические характеристики месторождений колчеданного семейства:

1 – диапазоны значений L/H в типовых классах H/M (над точками – число объектов); *2* – значения L/M

тавом пород, непосредственно подстилающих рудные тела, и их рельефообразующими возможностями; рудовмещающие депрессии обладают минимальными углами склонов в обстановках господства глинистых, песчано-глинистых и карбонатно-глинистых пород и максимальными – при широком развитии экструзивных куполов, что отражается в степени уплощения рудных тел, характеризующейся углами их выклинивания в поперечных и продольных сечениях;

удлинение рудных тел в плане зависит от углов выклинивания; изометричные и близизометричные залежи характеризуются максимальными углами, лентовидные – минимальными;

рудные тела месторождений Куроко, ряда районов Урала и Рудного Алтая различаются по диапазонам значений угловых и линейных характеристик и обладают их общностью в случаях сходства обстановок рудонакопления – близости состава пород, слагающих рудовмещающие депрессии;

значения углов выклинивания рудных тел вкрест простирания и по простиранию, величины отношений их продольных, поперечных и вертикальных осей отвечают ограниченному числу классов и диапазонам величин;

угловые и линейные морфометрические характеристики рудных тел выступают в качестве главных элементов их многофакторных моделей;

использованные методические приемы морфометрического анализа приложимы к рудным телам месторождений других полезных ископаемых, обладающих линзо-, пласто- и лентообразной формой.

Дальнейшее развитие моделирования требует дополнения морфометрических и геометрических моделей данными о распределении концентраций рудообразующих компонентов. Наиболее перспективное направление подобных исследований – выявление зависимостей между "концентрационными" и линейными морфометрическими характеристиками рудных тел, в первую очередь через установление градиентов концентраций по осям H, M, L и построение моделей, отражающих связи между содержаниями металлов и формами рудных залежей.

МОДЕЛИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СОДЕРЖАНИЙ

Модели распределения содержаний полезных компонентов в рудных телах ("концентрационные" модели) создаются с целью выявления главных черт рудной зональности и имеют как геолого-генетическую, так и прикладную направленность. Кроме объяснения возможной природы распределения содержаний, концентрационные модели служат основой для прогноза уровней содержания того или иного элемента в неизученных либо недостаточно изученных частях рудных тел.

При формировании моделей обычно используется построение изоконцентрат применительно к вертикальным и горизонтальным сечениям

рудных тел и на их проекциях. В последнем случае отстройки выполняются по среднеарифметическим либо средневзвешенным на мощность содержаниям, рассчитываемым по конкретным рудным пересечениям. Широко используется и построение изолиний метропроцентов, однако при таких приемах искажается распределение содержаний, особенно при значительных вариациях мощностей.

Концентрационные модели позволяют количественно характеризовать рудную зональность – в градиентах содержаний отдельных элементов либо их групп. Необходимая сопоставимость частных построений обеспечивается анализом распределения концентраций и расчетами их градиентов по осям рудных тел (продольной, поперечной и по мощности) независимо от их пространственной ориентировки. Нередко при анализе зональности применительно к земной вертикали не учитывают того очевидного обстоятельства, что пространственное положение рудных тел в современных структурах может существенно отличаться от их ориентировки на период рудообразования. Получаемые таким способом результаты часто не обеспечивают необходимой сопоставимости и могут существенно искажать реальную картину зональности того или иного типа месторождений. Важно также отметить, что необходимая результативность анализа зональности обеспечивается при условии установления взаимосвязи градиентов концентраций с теми или иными геологическими факторами, в первую очередь структурными либо структурно-морфологическими.

Весьма перспективно исследование зональности в пространстве рудного тела с построением изоконцентраций в объемных фигурах, что, однако, является сложной в техническом и графическом исполнении задачей.

Анализ распределения содержаний, обычно выполняемый для конкретных объектов, пока не привел к широкой разработке концентрационных моделей, обеспечивающих представительное отражение зональности месторождений тех или иных типов.

Комплексное изучение рудной зональности колчеданных месторождений позволило получить для этих объектов типовую концентрационную модель, основные черты которых устанавливаются на всех месторождениях, независимо от времени их формирования.

Для сечений колчеданных залежей по мощности характерно ритмично-полосчатое распределение концентраций меди и цинка с нарастанием к кровле в форме восходящих гармоник. В поперечных сечениях, проходящих через максимумы мощностей, которые совпадают с осевыми частями подводящих каналов, содержания меди и цинка обычно образуют по два симметричных максимума, расположенные на разном удалении от соответствующей вертикальной оси (рис. 33). Такая же картина характерна и для продольных сечений. Эти особенности распределения основных рудообразующих элементов наиболее ярко выражаются на пресс-

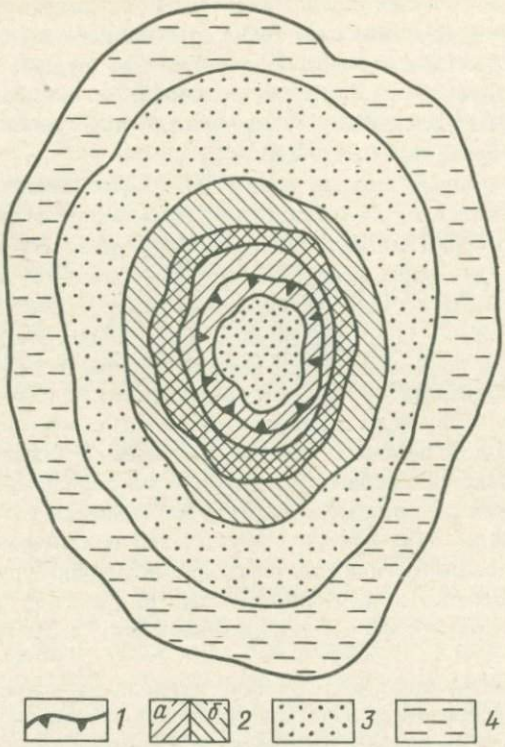


Рис. 33. Принципиальная схема распределения содержаний меди и цинка в колчеданных залежах уральского типа (пресс-проекция):
1 – проекция подводящего канала (зона максимальной мощности рудного тела; *2–4* – содержания металла: *2* – максимальные (*а* – меди, *б* – цинка), *3* – средние обоих металлов, *4* – низкие

проекциях рудных тел (рис. 34). Такое распределение отвечает симметричной фациальной зональности отложения вокруг источника (по С.Н. Иванову и С.А. Рокачеву) и близко концентрически-осевому типу зональности (по А.Г. Жабину).

Сравнительно простая принципиальная концентрационная модель колчеданных месторождений приложима и к многокорневым рудным телам. При этом, однако, модельное распределение содержаний выдерживается у каждого из подводящих каналов. Естественно, что при этом может иметь место перекрытие (слияние) полей максимальных концентраций в обстановках сближенного размещения каналов.

Более сложные картины возникают в тех случаях, когда максимумы мощностей колчеданных залежей соответствуют не выводным каналам, а прогибам основания рудовмещающих депрессий. Это, в частности, характерно для Подольского месторождения (Южный Урал).

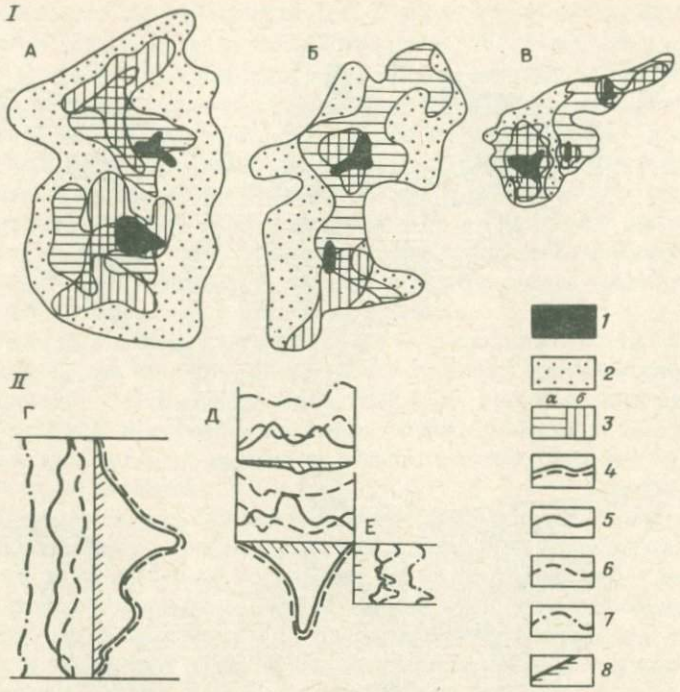


Рис. 34. Распределение концентраций меди и цинка на колчеданных месторождениях (*I*) и графики распределения содержаний полезных компонентов и мощностей (*II*):

А–В – пресс-проекции рудных тел: А – Юбилейное, Б – Октябрьское, В – Осеннее; Г–Е – разрезы рудных тел: Г – по простиранию, Д – вкрест простирания, Е – по мощности; *1* – максимумы мощностей рудных тел; *2* – участки рядовых содержаний меди и цинка; *3* – участки максимальных содержаний (*а* – меди, *б* – цинка); *4* – мощность; *5* – содержания меди; *6* – содержания цинка; *7* – отношения меди и цинка; *8* – оси максимумов мощностей рудных тел

Основная рудная залежь месторождения приурочена к палеовулканической депрессии, осложняющей восточный склон Подольского вулканокупольного поднятия. Депрессия обладает изометричной формой при некотором удлинении в субширотном направлении, а в продольных и поперечных сечениях осложнена со стороны лежачего бока крутыми апофизами.

Изопахиты рудного тела на горизонтальной проекции образуют два отчетливых максимума – западный и восточный (рис. 35). Западный максимум имеет крестообразные очертания, что позволяет предполагать либо приуроченность рудоподводящего канала к области сочленения субширотного и субмеридионального разломов, либо осложнение разрывами депрессионной вулканической структуры, вмещающей основное рудное

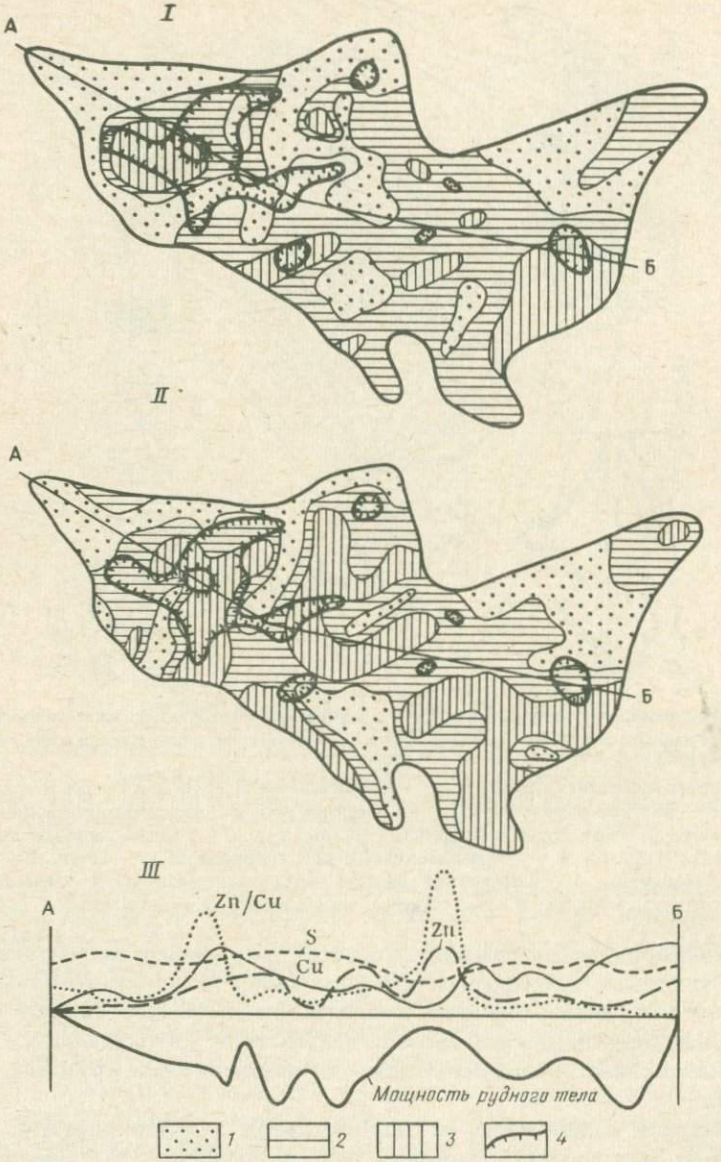


Рис. 35. Распределение концентраций меди (*I*) и цинка (*II*) на пресс-проекции рудного тела и графики распределения (*III*) содержаний меди, цинка, серы, отношения цинка и меди, мощности по простиранию рудной залежи Подольского месторождения:

1 – участки минимальных содержаний меди и цинка, *2* – участки средних содержаний, *3* – участки максимальных содержаний, *4* – максимумы мощностей рудных тел

тело Подольского месторождения. Для западного максимума характерно довольно резкое падение мощности к северной, западной и южной границам рудного тела и относительно плавное уменьшение мощности в восточном направлении к центральной части рудного тела. Восточный максимум мощности занимает меньшую площадь и обрамлен участками плавного убывания значений мощности в северном, южном и западном направлениях, а в восточном направлении характеризуется довольно резким падением мощности к границе рудного тела. Восточный максимум расположен на продолжении субширотной составляющей западного максимума. Центральная часть рудного тела характеризуется сравнительно пониженной мощностью с отдельными раздувами.

Наибольшие значения содержаний меди образуют на пресс-проекциях ряда участков, три из которых (наиболее крупные) целиком либо частично тяготеют к максимуму мощностей (см. рис. 35). Центральная часть рудного тела выделяется средними содержаниями меди, в то время как на западном и северо-восточном флангах концентрации этого металла относительно понижены.

На пресс-проекциях максимальные содержания цинка имеют большее площадное распространение, чем медные. Участки пониженных, средних и повышенных значений содержаний цинка характеризуются приблизительно равным площадным развитием. При этом участки повышенных содержаний цинка практически не совпадают с областями повышенной мощности и удалены от последних на большие расстояния, чем максимумы концентраций меди.

В поперечных вертикальных разрезах от подошвы к кровле тела имеет место чередование повышенных и пониженных участков значений концентраций меди. Ориентировка изоконцентрат подчинена верхним и нижним ограничениям рудного тела. При этом участки повышенных концентраций несколько смещены от максимальной мощности рудного тела. Участки минимальных содержаний тяготеют к области максимальной мощности и отчасти к подошве и кровле рудного тела.

Аналогичное распределение в плане и разрезе устанавливается для цинка. В то же время отчетливо выражена приуроченность повышенных концентраций цинка к кровле и отчасти к флангам рудного тела, тогда как подошва рудного тела характеризуется значительно пониженными содержаниями цинка.

Для обоих металлов отмечается уменьшение концентраций в области осложнения пластовой части залежи субвертикальной апофизой.

В сечении по простиранию залежи установлены определенные зависимости распределения меди и цинка от мощности рудного тела. Содержания меди минимальны на западном фланге рудного тела и образуют несколько асимметричных максимумов, пространственно удаленных от оси западного раздува мощности, являвшегося, видимо, областью рудоподводящего канала. Наибольшие значения содержаний цинка простран-

ственно не совпадают с таковыми значениями меди и тяготеют к центральной части рудного тела, уменьшаясь в области осей западного и восточного раздувов мощностей. Наиболее четко эта зависимость отражается на графике соотношения цинка и меди.

В целом формирование зональности колчеданных залежей следует рассматривать как результат дискретного процесса – пульсационно-прерывистого поступления рудоносных растворов. Это отражается в ритмично-полосчатых текстурах руд и таком же характере распределения концентраций меди и цинка.

На каждом из отрезков такого процесса в условиях высокой интенсивности поступления растворов из подводящих каналов отложение рудного вещества вследствие реакций с водой бассейна происходит в основном на удалении от этих каналов. Концентрации полезных компонентов над каналами существенно меньше, чем на удалении от них, что следует связывать с рудоотложением в периоды падения интенсивности поступления растворов.

Многократность проявления таких обстановок определяет воздействие более поздних порций растворов на продукты рудоотложения, сформированные на предшествующих отрезках процесса. Результатом подобного воздействия должно являться растворение в области подводящего канала ранее отложенного рудного вещества, вынос меди и цинка и последующее их отложение на удалении от канала. Повышение концентраций полезных компонентов в каждом таком импульсе, определяемое "добавками" ранее отложенного рудного вещества к привносимому порциями растворов, обусловливает большее богатство руд верхних (т.е. поздних) частей залежей по сравнению с нижними.

Вопросы переотложения рудного вещества колчеданных залежей в периоды их возникновения изучены Е.А. Ельяновой на основе минералогических исследований и количественных оценок. Ею показана, в частности, возможность оценки соотношений масс выщелоченных $M_в$ и обогащенных $M_о$ руд через содержания в исходных $C_и$, выщелоченных $C_в$ и обогащенных $C_о$ рудах:

$$M_о/M_в = (C_и - C_в)/(C_о - C_и).$$

Результаты этих оценок (табл. 19) позволяют считать, что обогащенные руды, занимающие верхние части залежей, составляют по массе около четверти выщелоченных руд, располагающихся в зоне подводящего канала. Обеднение этой части рудных тел основными рудообразующими компонентов с выносом их вверх и к флангам в значительной степени объясняет природу максимумов меди и цинка, обрамляющих осевые части выводных каналов.

В целом концентрационная модель колчеданных месторождений в случае их проксимального варианта удовлетворительно совпадает с гео-

Таблица 19

Оценка отношений масс обогащенных и выщелоченных медно-цинковоколчеданных руд. *По Е.А. Ельяновой (1984 г.)*

Расчетные величины	Медь	Цинк	Железо	Сера
$C_и - C_в$	0,66	0,42	−0,60	−0,47
$C_о - C_и$	2,54	1,65	−2,34	−1,85
$\frac{C_и - C_в}{C_о - C_и} = \frac{M_о}{M_в}$	1/3,85	1/3,93	1/3,9	1/3,94

лого-генетической моделью – субмаринное прерывистое рудонакопление над выводными каналами.

Принципиально иной рисунок зональности характерен для меднопорфировых месторождений. Как отмечено при описании морфологических моделей объектов этого типа, горизонтальные сечения верхних частей рудных тел имеют круговые либо эллиптические формы. В сечениях нижних уровней рудная минерализация концентрируется в кольцевых зонах вокруг безрудного ядра. Для этих уровней модель распределения концентраций сравнительно проста. У внешних и внутренних ограничений рудных тел, определяемых по принятым бортовым содержаниям, концентрации меди и молибдена, как правило, минимальны. Они возрастают к центральной зоне кольца, которая фиксируется серией сближенных максимумов (рис. 36). Этот рисунок усложняется при движении к верхним частям рудного тела – к собственно надынтрузивной зоне. На этих уровнях в горизонтальных и вертикальных сечениях ориентировка изоконцентрат меди и молибдена обычно не упорядочена, однако на участках переходов к крутым контактам рудоносных интрузивов прослеживаются подчиненные им "струи" повышенных концентраций (рис. 37).

Исходя из базовой геолого-генетической модели месторождений этого типа следует считать, что распределение рудообразующих компонентов определяется сложным сочетанием следующих главных факторов: проницаемостью интрузив-надынтрузивных, околоинтрузивных и внутриинтрузивных зон; господствующим положением восходящих ветвей рециклинговых токов вод; интенсивностью и направлением переотложения рудообразующих элементов на каждом последовательном отрезке рудонакопления.

Для плутоногенных сульфидных никелевых и медно-никелевых месторождений, рудные тела которых располагаются в донных частях расслоенных интрузий, характерна обратная вертикальная зональность в поперечных сечениях. Обычные для этих объектов постепенные переходы от вкрапленных руд кровли через гнездовые и матричные к массивным

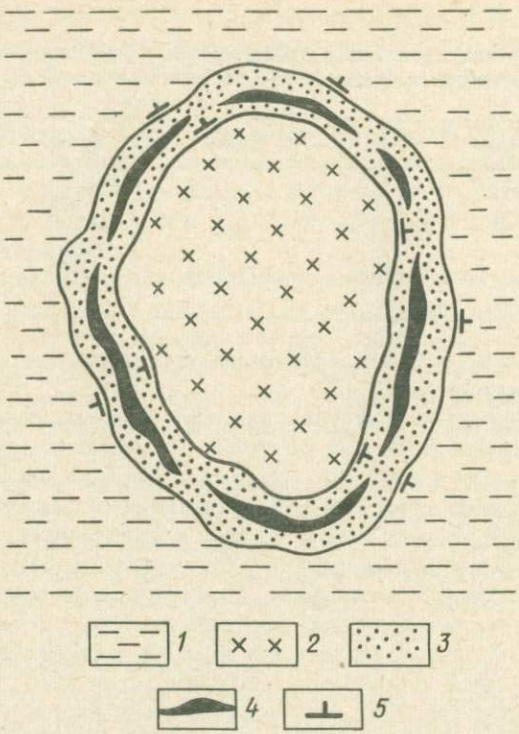


Рис. 36. Принципиальная схема распределения содержаний меди на нижних уровнях меднопорфировых месторождений:
1 – породы интрузивной рамы; *2* – измененные интрузивные породы безрудного ядра; *3–4* – содержания меди; *3* – рядовые и средние, *4* – максимальные; *5* – направление падения границ рудного тела

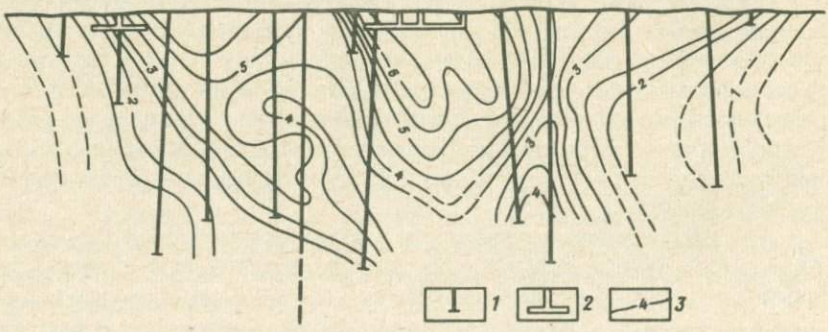


Рис. 37. Распределение изоконцентрат меди в разрезах верхней части меднопорфирового месторождения:
1 – скважины; *2* – глубокие шурфы, *3* – изоконцентраты меди, усл.ед.

рудам донных залежей отражаются в соответствующем росте содержаний серы, меди и никеля. Обобщающие разработки по закономерностям распределения содержаний меди и никеля в таких рудных телах пока не опубликованы.

Для платиноносных хромититов Бушвельда интересную работу выполнил С. Хиемстра в 1985 г. Он провел пошаговое (через 2 см) опробование хромититового слоя с анализом распределения содержаний платиноидов, меди и никеля (табл. 20). По его данным, распределение концен-

Таблица 20

Распределение содержаний благородных металлов, меди и никеля в хромитовом рифе ИУ–2 Бушвельдского массива. По данным *С. Хиемстры (1985 г.)*

Высота, см	Pt, г/т	Pd, г/т	Pt/Pd	Rh, г/т	Au, мг/т	Cu, г/т	Σ Ni, г/т
1	7,02	4,12	1,7	1,26	50	11	1,375
3	8,80	4,42	1,9	1,49	150	30	1,353
5	3,10	3,34	0,9	0,52	30	24	1,250
7	3,09	2,11	1,5	0,50	<20	28	1,240
9	3,01	1,68	1,8	0,39	24	29	1,190
11	1,97	1,03	1,9	0,20	<50	23	1,190
13	2,03	1,12	1,8	0,31	50	26	1,170
15	1,50	0,91	1,6	0,23	<20	23	1,150
17	1,73	1,02	1,7	0,26	50	27	1,165
19	1,95	1,05	1,9	0,31	50	33	1,180
21	2,22	1,16	1,9	0,37	35	33	1,123
23	1,80	0,98	1,8	0,15	40	44	1,140
25	2,21	1,19	1,8	0,31	170	49	1,090
27	2,37	1,31	1,8	0,35	60	38	1,110
29	2,59	1,34	1,9	0,44	80	53	1,100
31	2,61	1,13	2,3	0,43	30	40	1,143
33	2,25	0,98	2,3	0,35	90	34	1,100
35	2,03	0,84	2,4	0,29	100	24	1,070
37	2,18	0,82	2,6	0,41	70	37	1,083
39	2,21	0,72	3,1	0,38	80	24	1,090
41	2,25	0,78	2,9	0,35	70	23	1,110
43	2,44	1,06	2,3	0,38	70	36	1,130
45	2,44	1,05	2,3	0,45	50	28	1,130
47	4,65	12,30	0,4	0,64	140	37	1,120
49	6,39	6,66	0,9	0,87	340	109	1,340
51	7,63	7,99	0,9	1,18	670	173	1,550
53	4,87	3,36	1,4	0,89	810	153	1,470
55	2,99	1,72	1,7	0,41	130	44	1,180
57	13,00	1,62	8,0	1,43	140	47	1,135
59	10,30	1,42	7,3	1,26	120	28	1,120
61	2,63	0,44	6,0	0,33	160	23	940
63	2,67	0,30	8,9	0,27	60	29	975
65	2,21	0,23	9,6	0,24	70	31	950

Высота, см	Pt, г/т	Pd, г/т	Pt/Pd	Rh, г/т	Au, мг/т	Cu, г/т	Σ Ni, г/т
67	1,95	0,18	10,8	0,23	50	36	970
69	1,95	0,20	9,8	0,25	60	34	950
71	2,39	0,20	12,0	0,26	70	30	920
73	2,54	0,20	12,7	0,27	80	30	920
75	2,63	0,20	13,1	0,30	50	29	960
77	3,23	0,21	15,4	0,35	30	27	920
79	3,14	0,24	13,1	0,33	<20	18	920
81	2,18	0,22	9,9	0,27	60	22	925
83	2,06	0,74	2,8	0,24	70	48	935
85	1,76	0,53	3,3	0,23	40	31	970
87	1,76	0,88	2,0	0,22	60	45	930
89	2,56	0,31	8,3	0,37	40	31	880
91	3,01	0,27	11,1	0,48	<20	37	890
93	3,21	0,27	11,9	0,40	20	57	1,000
95	2,06	0,24	8,6	0,27	40	55	960
97	1,02	0,16	6,3	0,17	<20	64	860
99	<0,02	0,02		<0,002	30	57	670

трагчй удовлетворительно описывается экспоненциальной кривой типа $Y = Z \cdot X^{K}$, где Y – содержание элемента, X – высота точки опробования от основания слоя хромититов, Z – постоянная.

Фактически установленная неравномерность распределения платиноидов в горизонте хромититов должна отражаться в показателе K. По реальным данным может быть установлено несколько ритмов различной размерности с падением концентраций от основания к кровле. Осложнения распределения связываются с диффузионными явлениями, а также с возможными токами рудного расплава и перемещения в нем остаточных флюидов.

Приведенные примеры, естественно, не исчерпывают материал имеющихся разработок по формированию концентрационных моделей рудных месторождений. Вместе с тем, нельзя не отметить ограниченность числа сводных целенаправленных работ, посвященных созданию типовых представительных моделей.

ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДЛЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ И ПРОГНОЗНЫХ ПОСТРОЕНИЙ

В приведенном выше обзоре классификационно-признаковых моделей месторождений в той или иной мере отражаются существующие подходы к их группировкам для целей металлогенического анализа, прогноза и поисков. Иллюстрацию различий в принципах классификаций можно расширить за счет привлечения дополнительных конкретных схем и ма-

териалов. Однако для целенаправленного изложения целесообразно ограничиться рассмотрением принципиальных аспектов.

В общем случае целям металлогенического анализа и прогнозных построений отвечает введение в классификационные схемы таких признаков и характеристик, которые позволяют отличать рудоносную либо потенциально рудоносную территорию от прилегающего геологического пространства. При этом комплекс характеристик должен отражать обстановки нахождения месторождений. Именно в таких частях классификационных схем наиболее значительны расхождения в построениях, поскольку различные исследователи вводят разные характеристики, основываясь либо на тех или иных генетических моделях либо на собственных представлениях о рудоконтролирующей роли разнообразных геологических образований. Естественно, что при любых подходах в классификационных схемах должны отражаться главные признаки самих месторождений, по меньшей мере в объеме, позволяющем отличать разные по природе и обстановке возникновения объектов.

При строгом рассмотрении имеющиеся группировки месторождений для металлогенического анализа и прогнозных построений представляют собой сочетания классификаций геологических обстановок и эквивалентных им скоплений рудного вещества. Дополнение таких сочетаний генетическими моделями не меняет существа классификаций, но нередко влияет на выбор комплекса признаков обстановок с исключением из их числа таких, которые противоречат принятой генетической концепции. Подобные исключения (либо дополнения) во многих случаях субъективны, что так или иначе проявляется при решении задач прогнозирования и оценки перспектив.

Обстановки нахождения месторождений при региональном металлогеническом анализе учитываются путем установления принадлежности рудных формаций к определенным геотектоническим единицам, приуроченности скоплений рудного вещества к тем или иным геотектоническим и геодинамическим режимам, фиксированным соответствующими геологическими формациями.

Примером классификации рудных формаций по принадлежности к геотектоническим единицам может служить схема П.А. Строны [29], который выделил следующие восемь групп рудных формаций.

I. Специфические формации щитов.

1. Формация железистых кварцитов.

2. Формация ультраметаморфических гранитных пегматитов (ультраметаморфических пегматитов).

3. Формация ультраметаморфических скарноподобных образований (ультраметаморфических скарнов).

4. Формация титаноносных анортозитов.

5. Рутил-кианитовая формация (глиноземистых кристаллических сланцев).

6. Формация "древних полиметаллических месторождений" ("древняя" полиметаллическая).

II. Формации протоплатформ.

7. Формации золото-урановосных конгломератов (золотоносных конгломератов).

8. Хромит-ильменит-халькопирит-пентландитовая формация (хромит-медно-никелевая).

9. Медно-цеолитовая формация (самородной меди).

III. Формации геосинклинальных структур неогея (частью более древние).

10. Железо-марганцево-колчеданная формация (колчеданная).

11. Асбест-хромитовая формация (хромитовая).

12. Платино-титаномагнетитовая формация (титаномагнетитовая).

13. Халькопирит-кобальтин-магнетитовая, преимущественно скарновая формация (медно-железо-кобальтовая).

14. Формация металлоносных фосфоритов (геосинклинальных фосфоритов).

15. Формация геосинклинальных бокситов.

IV. Формации складчатых и активизированных структур.

16. "Древняя" кварц-золоторудная формация (золото-кварцевая); наиболее характерна для складчатых и активизированных структур докембрия, встречается и в более молодых структур.

17. Пегматит-грейзеновая редкометальная формация (оловянно-вольфрамовая).

18. Шеелит-молибденит-золото-полиметаллическая формация (молибден-полиметаллическая).

19. Молибденит-халькопиритовая формация (медно-молибденовая).

20. Настуран-арсенидная формация ("пятиэлементная").

21. Сульфидно-касситеритовая формация.

22. Касситерит-серебро-полиметаллическая формация (олово-серебряная).

23. Флюорит-антимонит-киноварная формация (сурьмяно-ртутная).

24. Сурьмяно-ртутно-вольфрам-золоторудная формация (золото-вольфрамо-ртутная).

25. Флюорит-иордизит-настурановая формация (молибден-урановая).

26. Халькозин-карнотит-настурановая формация (ванадий-урановая).

27. Редкометальная угленосная формация (металлоносных углей).

V. Формации платформ.

28. Эвдиалит-лопарит-апатитовая формация (апатит-нефелиновая).

29. Пирохлор-фторкарбонат-флогопитовая формация (карбонатитовая).

30. Латеритовая формация.

31. Магнетит-халькопирит-пентландитовая формация (трапповая).

32. Формация алмазоносных кимберлитов (кимберлитовая).

VI. **Формации чехла платформ.**

33. Платформенная пиролюзит-гидрогетит-лептохлоритовая формация (железо-марганцевая).

34. Галогенно-эвапоритовая формация (галогенная).

35. Формация редкометальных россыпей.

36. Формация золото-платиновых россыпей.

37. Формация ильменит-циркон-редкоземельных россыпей ("акцессорных" россыпей).

38. Угленосно-бокситовая формация.

VII. **Конвергентные формации.**

39. Формация металлоносных черных сланцев.

40. Сидерит-магнезитовая формация.

41. Галенит-сфалерит-халькопирит-борнитовая стратиформная формация (стратиформная медно-свинцовая).

VIII. **Формации океанов.**

42. Формация океанических железо-марганцевых конкреций.

43. Формация металлоносных глубинных рассолов.

Классификационная схема В.А. Кузнецова учитывает не только геотектонический режим появления той или иной рудной формации, но и их ассоциации с определенными геологическими формациями (табл. 21).

Таблица 21

Классификации рудных формаций. По *В.А. Кузнецову* [*13*]

Группа рудных формаций	Ряд рудных формаций	Рудная формация
I. Ранних (геосинклинальных) стадий развития складчатых областей	Связанный со спилит-диабазовой и кварц-кератофировой вулканическими формациями	Медно-колчеданная (В.о) Колчеданно-полиметаллическая (В.о) Марганцевая (В.о) Самородной меди (Г)
	Связанный с альпинотипными гипербазитами	Хромитовая (М) Хризотил-асбестовая (Г) Тальковая (Г)
	Связанный с интрузиями габбро-плагиогранитной группы	Титаномагнетитовая (М) Медно-никелевая (М) Магнетитовая (С) Кварц-золоторудная (Г) Платиновая (М) Титаномагнетитовая (М) Магнетитовая (С) Меднорудная (С)
II. Средних (инверсионных) стадий	Связанный с формацией гранитных батолитов	Редкометальных пегматитов (Г) Слюдяных пегматитов (Г)

Продолжение табл. 21

Группа рудных формаций	Ряды рудных формаций	Рудная формация
развития складчатых областей		Редкометальная грейзеновая (Гр) Магматитовая скарновая (С) Редкометальная альбититовая Кварц-касситеритовая (Гр) Кварц-вольфрамит-молибденитовая (Гр) Кварц-золоторудная (Г)
	Связанный с формацией гранитоидных батолитов пестрого состава	Магнетитовая скарновая (С) Вольфрам-молибденовая скарновая (С) Золото-сульфидная скарновая Кварц-золоторудная (Г) Свинцово-цинковая (Г)
	Связанный с эффузивными формациями базальт-андезит-липаритовой группы	Золото-серебряная (Г) Золото-висмут-теллуровая (Г) Мышьяковая (реальгаровая) Ртутная опалитовая (Г) Самородной серы (В.о) Олово-полиметаллическая (Г) Оловянная риолитовая (Г)
III. Поздних (орогенных) стадий развития складчатых областей	Связанный с субвулканогенными интрузивными формациями габбро-диорит-гранитной	Магнетитовая скарновая Меднорудная скарновая Мышьяково-кобальтовая (Г) Кварц-касситеритовая (Г) Сульфидно-касситеритовая (Г) Флюорит-барит-сидеритовая и др.
	Связанный с субвулканическими гранитами и щелочными интрузивными комплексами	Вольфрамовая грейзеновая Медно-молибденовая (Г) Свинцово-цинковая скарновая (Г) Бороносная скарновая Кварц-касситеритовая (Г) Сульфидно-касситеритовая (Г)
	Связанный с самостоятельными малыми интрузиями основной магмы поздних этапов развития складчатых областей	Колчеданно-полиметаллическая Барит-полиметаллическая Золото-сульфидная (Г) Кварц-золоторудная (Г)
IV. Платформенных областей	Связанный с траповыми комплексами	Титаномагнетитовая (М) Магномагнетитовая (С) Медно-никелевая сульфидная (М) Свинцово-цинковая (Г) Исландского шпата (Г)

Продолжение табл. 21

Группа рудных формаций	Ряды рудных формаций	Рудная формация
	Связанный с ультраосновными-щелочными интрузиями и кимберлитами	Редкометальная карбонатитовая (М) Апатит-магнетитовая (М) Нефелиновая (М) Алмазная (М)
V. Областей тектоно-магматической активации	Связанный с малыми интрузиями щелочных базальтоидов	Золото-сульфидная (Г) Золото-серебряная (Г) Флюоритовая (Г) Свинцово-цинковая (Г) Сурьмяно-вольфрамовая (Г) Ртутная (Г)
	Связанный с внемагматическими источниками	Ртутная (Г) Свинцово-цинковых руд (Т) Медистых песчаников (Т) Ртутная телетермальная и др.

Примечание. В скобках указана генетическая принадлежность рудных формаций: М – магматическая, С – скарновая, Г – гидротермальная, Т – телетермальная, Гр – грейзеновая, В.о – вулканогенная-осадочная.

В разработках исследовательских коллективов, развивающих металлогенические построения на формационной основе, обстановки нахождения месторождений раскрываются через выделение соответствующих геологических формаций и их признаков – от геотектонического режима возникновения до литолого-фациальных и петрологических характеристик. Такие систематики созданы, в частности, исследовательскими коллективами ВСЕГЕИ, ЦНИГРИ, ВИМСа, ИМГРЭ.

Классификации обстановок нахождения месторождений, основанные на сопоставлении геологических и рудных формаций, позволяют решать задачи выделения металлогенических зон, а в отдельных случаях рудных районов по собственно геологическим характеристикам. По нашему мнению, такие классификации требуют дополнения характеристиками, отражающими типы металлогенических формаций и рудообразующих процессов, поскольку результативность и эффективность прогнозных построений прямо зависят от установленной либо предполагаемой роли геологической формации в рудогенезе. С учетом этих подходов приводится дополненная автором табл. 22.

В унифицированных классификациях месторождений реализованы взаимосвязанные рудно-формационные и геолого-промышленные классификации. В формационных классификациях сопоставлены геолого-промышленные и рудно-формационные типы месторождений и их генетическая принадлежность (группы и типы). Обстановки возникновения месторождений раскрываются через геологические формации с показом

Основные обстановки проявления важнейших рудных формаций и типы металлогенических формаций на территории СССР.
По [12, 20, 28] с дополнениями и изменениями автора

Таблица 22

Рудные формации (РФ) и субформации (СФ)	Сопутствующее оруденение	Геологические формации, с которыми ассоциируют РФ	Типы металлогенических формаций	Типы рудообразующих процессов	Примеры месторождений
I. Рудные формации геосинклинально-складчатых систем					
I А. Эвгеосинклинальных прогибов					
Хромитовая с платиноидами	Тальковое, асбестовое	Дунит-перидотитовая	РВФ-РНФ-РГФ	П	Кемпирсай (Урал)
Хромит-платиновая СФ	Титаномагнетитовое	Дунит-клинопироксенит-габбровая	РВФ-РНФ-РГФ	П	г. Соловьева (Урал)
Титаномагнетитовая СФ	Хромит-платиновое, медно-титан-ванадиевое	Дунит-клинопироксенит-габбровая	РВФ-РНФ-РГФ	П	Качканар (Урал)
Медно-железо-ванадиевая СФ	Хромит-платиновое титаномагнетитовое	Дунит-клинопироксенит-габбровая	РВФ-ВНФ-РГФ	П	Волковское (Урал)
Железорудная скарновая	Медное	Габбро-диорит-плагиогранитная	(РВФ-РНФ) + + (РГФ-РОФ)	ПГО	Магнитогорское (Урал)
Медно-железорудно-скарновая	Сульфоарсенидно-кобальтовое	Тоналит-плагиогранит-гранодиоритовая	РВФ-РГФ	ПГО	Турьинское (Урал)
Медно-порфировая	Золоторудное	Габбро-диорит-кварцево-диоритовая (плагиогранит-порфировая)	РВФ + РГФ	ПГР	Салаватское (Урал)
Медноколчеданная	Серноколчеданное цинково-колчеданное	Контрастная риолит-базальтовая натриевой серии	РВФ-РНФ	ВГР	Блявинское (Урал)
Медноцинково-колчеданная	Медноколчеданное, серноколчеданное	Непрерывная базальт-андезит-дацит-риолитовая натриевой серии	РВФ-РНФ	ВГР	Гайское (Урал)
Серноколчеданная	Медноколчеданное, цинково-колчеданное	Однородная базальтовая натриевой серии	РВФ-РНФ	ВГР	Рудопроявления Южного Урала и Мугоджар
Железо-марганцевая вулканогенная	–	Кремнисто-сланцевая, яшмоидная	РВФ-РНФ	ВГР	Кусимовское (Урал)
Хризотил-асбестовая	Хромитовое, тальковое	Дунит-перидотитовая	(РВФ-РНФ) +РГФ	ПГО	Баженовское (Упал)
Золото-полисульфидно-кварцевая	Полисульфидное	Габбро-диорит-гранодиоритовая	РВФ+ (РВФ-РГФ)	ПГО	Кочкарь (Урал)
Бокситовая карбонатная	–	Известковая, известняково-доломитовая	РВФ-РНФ	СО	СУБР
I Б. Прогибов с терригенно-вулканогенным, терригенным и терригенно-карбонатным заполнением					
Медьсодержащая свинцово-цинково-колчеданная	Пирротиновое	Терригенно-флишоидная и редуцированная риолит-базальтовая	РВФ-РНФ	ВГР	Филизчай (Кавказ)
Медно-свинцово-цинково-колчеданная	Баритовое	Контрастная базальт-риолитовая	РВФ-РНФ	ВГР	Лениногорское (Рудный Алтай)
Барит-свинцово-цинковая	Железо-марганцевое	Алеврито-известково-кремнистая	РВФ-РНФ	ВГР	Бестюбе (Центральный Казахстан)

Продолжение табл. 22

Рудные формации (РФ) и субформации (СФ)	Сопутствующее оруденение	Геологические формации, с которыми ассоциируют РФ	Типы металлогенических формаций	Типы рудообразующих процессов	Примеры месторождений
Свинцово-цинковое	Баритовое	Известково-доломитовая	РВФ-РНФ	СГ	Миргалимсай (Центральный Казахстан)
Золото-кварцевая	Вольфрамовое, серебряное	Углеродисто-песчаниково-алевролитовая	(РВФ-РНФ) +РОФ	МГ	Средняя Азия
Золото-мышьяковисто-кварцевая	–	Углеродисто-известково-песчаниково-алевролитовая	(РВФ-РНФ) +РОФФ	МГ	Восточный Казахстан
Редкометально-пегматитовая	–	Гранит-гранодиоритовая	РВФ + РГФ	ПГО	Восточный Казахстан
Редкометально-железорудная скарновая	Арсенидно-кобальтовое	Диорит-гранодиоритовая	РВФ + РГФ	ПГО	Саяк (Центральный Казахстан)
Молибден-вольфрамовая скарновая	Полиметаллическое, железорудное	Габбро-диорит-гранодиоритовая	РВФ + РГФ	ПГО	Месторождения Карамазара (Средняя Азия)
Полиметаллическая скарновая	Полиметаллическое, молибденовое	Диорит-гранодиорит-лейкогранитовая	(РВФ-РНФ) + + (РГФ-РОФ)	ПГО	Алтынтопканское (Средняя Азия)
Сидеритовая	Магнезитовое	Известняково-доломитовая	РВФ-РНФ	СГ	Бакальское (Урал)
Киноварная	Свинцово-цинковое, мышьяково-сурьмяное	Терригенно-кремнистая	РВФ-РНФ	СГ	Никитовка (Украина)
Киноварно-антимонитовая	Свинцово-цинковое	Кремнисто-карбонатная	РВФ-РНФ	СГ	Хайдаркан (Средняя Азия)
IB. Орогенно-активизационных вулкано-плутонических поясов, сформированных на разновозрастном собственно геосинклинальном основании					
Скарново-магнетитовая	Меднорудное	Габбро-диоритовая	(РВФ-РНФ) + + (РГФ-РОФ)	ПГО	Соколово-Сарбайская группа (Северный Казахстан)
Оловорудная скарновая	Свинцово-цинковое, бор-железорудное	Диорит-гранодиоритовая	РВФ + РГФ	ПГО	Месторождения Арманского района (Северо-восток СССР)
Олово-вольфрамовая грейзеновая	Редкометальное, флюоритовое	Гранодиорит-гранит-лейкогранитовая	РВФ+ (РВФ-РНФ-РГФ)	ПГО	Иультин (Чукотка)
Вольфрам-молибденовая грейзеновая	Флюоритовое	Лейкогранитовая, аляскитовая	РВФ+ (РВФ-РНФ-РГФ)		Акчатау (Центральный Казахстан)
Золото-сурьмяная	Шеелитовое	Габбро-диорит-грано-диоритовая	(РВФ-РНФ) + + (РГФ-РОФ)	ПГО МГ	Рудопроявления Яно-Колымской области (Северо-восток СССР)
Молибден-меднопорфировая	Полиметаллическое	Габбро-диорит-гранодиоритовая калиево-натриевая	(РВФ+ (РВФ--РНФ-РГФ)	ПГР	Коунрад (Центральный Казахстан)
Медно-молибден-порфировая	Полиметаллическое, скарново-железорудное	Диорит-гранодиорит-монцонитовая натриево-калиевая	РВФ+ (РВФ-РНФ-РГФ)	ПГР	Каратас (Центральный Казахстан)
Молибден-порфировая	Полиметаллическое	Диорит-гранодиорит-гранитовая калиевая	РВФ+ (РВФ-РНФ-РГФ)	ПГР	Сорское (Хакасия)

Продолжение табл. 22

Рудные формации (РФ) и субформации (СФ)	Сопутствующее оруденение	Геологические формации, с которыми ассоциируют РФ	Типы металлогенических формаций	Типы рудообразующих процессов	Примеры месторождений
Редкометально-редкоземельная апогранитовая	Флюоритовое	Гранит-граносиенит-щелочногранитовая	РВФ-РНФ-РГФ	ПГО	Рудопроявления Забайкалья
Касситерит-кварцевая	Вольфрамовое, флюоритовое	Лейкогранитовая, аляскитовая	РВФ+ (РВФ-РНФ-РГФ)	ПГО	Этыка (Забайкалье)
Касситерит-силикатно-сульфидная	Вольфрамовое	Диорит-гранодиорит-лейкогранитовая	РВФ+ (РВФ-РНФ-РГФ)	ПГО	Депутатское (Якутия)
Молибден-кварцевая	Вольфрамовое, флюоритовое	Лейкогранитовая, аляскитовая	РВФ+ (РВФ-РНФ-РГФ)	ПГО	Месторождения Восточного Забайкалья
Оловорудная сульфосольная и оловорудная риолитовая	Полиметаллическое, серебряное	Дацит-риолитовая и риолитовая	РВФ+ (РВФ-РНФ-РГВ)	ВГО	Джалиндинское (Приморье)
Флюорит-полиметаллическая	Баритовое	Дацит-риолитовая и трахириолитовая в сочетании с карбонатными	РВФ-РНФ	ВГО	Наугарзан (Средняя Азия)
Свинцово-цинковая березитовая	Серебряное полибазитовое	Диорит-гранодиоритовая и лейкогранитовая	РВФ + РГФ	ПГО	Шахтаминский район (Забайкалье)
Золото-серебро-адуляр-кварцевая	Полиметаллическое	Трахириолит-андезириолитовая	РВФ + РГФ	ВГО ПГО	Рудопроявления Северо-востока СССР
Золото-адуляр-кварцевая	Полиметаллическое	Трахибазальт-андезитобазальтовая	РВФ + РГФ	ВГО ПГО	Рудопроявления Северо-востока СССР
II. Рудные формации платформенных областей					
II А. Фундамента платформ, щитов и кристаллических массивов					
Никелевая сульфидная	Меднорудное, кобальтовое, платиновое	Пироксенит-перидотит-дунитовая	РВФ-РНФ-РГФ	П	Аллареченское (Кольский п-ов)
Медно-никелевая	Кобальтовое, платиновое	Габбро-норит-пироксенит-перидотитовая	РВФ-РНФ-РГФ	П	Печенга (Кольский п-ов)
Апатит-титан-железорудная	Платиновое	Анортозитовая	РВФ-РНФ-РГФ	П	Гаюмское (хр. Джугджур)
Магнетит-апатит-флюгопитовая магнезиально-скарновая	Медно-цинковое, кобальтовое	Амфиболит-кристаллосланцевая	РВФ-РНФ	МГ	Таежное (Алдан)
Золото-сульфидно-кварцевая ("диафритовая")	Полиметаллическое, пиритовое	Зеленосланцевых диафторитов	(РВФ-РНФ)+РОФ	МГ	Рудопроявления Станового хребта
Керамических и редкометальных пегматитов (парапегматитов)	Мусковитое	Мигматит-гранитовая	РВФ-РНФ-РГФ	МПГ	Липповара (Приладожье)
II Б. Платформенного чехла (включая чехлы молодых платформенных областей)					
Медистых песчаников и сланцев	Свинцово-цинковое	Пестроцветная известково-алеврит-песчаниковая	РВФ-РНФ	СГ	Рудопроявления Приуралья

Продолжение табл. 22

Рудные формации (РФ) и субформации (СФ)	Сопутствующее оруденение	Геологические формации, с которыми ассоциируют РФ	Типы металлогенических формаций	Типы рудообразующих процессов	Примеры месторождений
Свинцово-цинковая карбонатная	Флюоритовое, баритовое	Известково-глинисто-песчаная	РВФ-РНФ	СГ	Рудопроявления Сибирской платформы
Железорудная кремнисто-гематитовая	–	Алевролит-песчаная красноцветная	РВФ-РНФ	СГ	Ангаро-Ленский бассейн
Марганцевая псиломелан-пиролюзитовая	–	Глаукомитовая песчано-глинистая	РВФ-РНФ	СО ВГР	Никопольское (Украина)
Фосфоритовая терригенно-карбонатная	–	Кремнисто-карбонатная, кремнисто-диатомитовая	РВФ-РНФ	СО	Южная Прибалтика
Бокситовая терригенная	–	Глинисто-песчаная сероцветная	РВФ-РНФ	СО	Тихвинское (Русская плита)
Карналлит-сильвин-галитовая	Бромное, борное	Эвапоритовая калиеносная	РВФ-РНФ	СО	Прикаспийский бассейн
Галитовая	–	Эвапоритовая галититовая	РВФ-РНФ	СО	Московская синеклиза

II В. Активизированных платформенных структур (фундамента и чехла)

Нефелин-апатитовая		Доломитов и нефелиновых сиенитов	РВФ-РНФ-РГФ	П	Хибины (Кольский п-ов)
Апатит редкометально-железорудная карбонатитовая	Тантал-ниобиевое, редкоземельно-флюоритовое, титановое	Карбонатитовая ультраосновная-щелочная	РВФ-РНФ-РГФ	П	Ковдор (Кольский п-ов)
Алмазоносных кимберлитов	–	Кимберлитовая	РВФ-РНФ	П	Месторождения Сибирской платформы
Никелево-медная сульфидная	Платиновое, кобальтовое	Габбро-троктолит-долеритовая	РВФ-РНФ-РГФ	П	Норильское (Сибирская платформа)
Исландского шпата	Баритовое, целестиновое	Базальт-долеритовая (трапповая)	РВФ-РНФ-РГФ	ВГО	Месторождения Сибирской платформы
Железорудная магномагнетитовая скарновая	–	Базальт-долеритовая	РВФ + РГФ	ПГО	Ангаро-Илимская группа (Сибирская платформа)

Примечания. 1. Геологические формации: РВФ – рудовмещающие, РНФ – рудоносные, РГФ – рудогенерирующие, РОФ – рудообразующие. Типы рудообразующих процессов: П – плутоногенные (собственно магматогенные), ПГО – плутоногенно-гидротермальные ортогенетические, ПГР – плутоногенно-гидротермальные рециклинговые, ВГО – вулканогенно-гидротермальные ортогенетические, ВГР – вулканогенно-гидротермальные рециклинговые, СО – седиментогенные (собственно осадочные), СГ – седиментогенно-гидрогенные, МПГ – метаморфогенно-плутоногенные гидротермальные, МГ – метаморфогенно-гидротермальные. 2. В колонке 4 подчеркнуты формации, названия которых даны в колонке 3.

их роли в рудогенезе, формационную принадлежность околорудных метасоматитов, положение в геотектонических, тектоно-магматических и геодинамических циклах. Для характеристики специфики рудообразующих процессов используются соотношения содержаний в рудах главных либо характерных металлов (элементов). На базе таких классификаций возможно выделение металлогенических зон и рудных районов применительно к строго определенным рудно-формационным типам месторождений.

Соблюдение при прогнозно-металлогенических построениях принципа последовательного приближения требует установления признаков металлогенических провинций, зон, рудных районов и рудных полей для наиболее значительных типов месторождений. Такие разработки выполнены коллективом исследователей ЦНИГРИ совместно со специалистами стран–членов СЭВ применительно к ведущим типам месторождений цветных металлов [22, 23].

Независимо от существующих расхождений в принципах и методах металлогенического анализа, можно считать, что современные рудно-формационные классификации месторождений в целом обеспечивают достаточно достоверное выделение металлогенических зон, а в отдельных случаях – и рудных районов. Вместе с тем, для целей средне- и крупномасштабного прогноза актуальной задачей остается разработка комплекса признаков рудных районов и рудных полей применительно к определением рудно-формационным и геолого-промышленным типам месторождений важнейших видов минерального сырья.

Глава III

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ

Главные геоструктуры земной коры – океаны, геосинклинально-складчатые (подвижные) системы и платформы – существенно различаются как по металлогеническим обстановкам, так и по преобладающим процессам рудогенеза и их продуктам. В этих геоструктурах В.И.Смирнов [24] выделяет следующие главные металлогенические обстановки: дна океанов, эвгеосинклинальные, миогеосинклинальные, парагеосинклинальные (вторичногеосинклинальные), неактивизированных платформ, активизированных платформ.

Металлогенические обстановки могут одновременно существовать в различных частях Земли и сменять друг друга в ее геологической истории.

Специфика дофанерозойского развития земной коры заключается в существовании обстановок, не имеющих полных аналогов на последую-

щих этапах. В частности, в архее выделяются протоконтинентальные обстановки (древнейшие гранитогнейсовые ядра) и обстановки зеленокаменных поясов – прообразов позднейших эвгеосинклиналей; в протерозое – гранитогнейсового основания, чехлов протоплатформ и зон протоактивизации.

На базе разработок Г.М. Власова, В.Н. Козеренко, В.И. Смирнова, Г.А.Твалчрелидзе с учетом палеотектонической позиции и характера сочетания (сопряженности) различных тектонических единиц металлогенические обстановки группируются следующим образом:

А. **Океанические.**

А.1. Дна океанов.

Б. **Переходные от океанических к континентальным (окраинно-континентальные).**

Б.1. Геосинклинально-складчатые системы восточноазиатского типа, отделенные от океанического дна желобом, данные металлогенические обстановки объединяют латеральный ряд сопряженных и сближенных по времени развития элементов: эвгеосинклинали, достигающие островодужных стадий развития; срединные массивы (иногда отсутствующие); окраинно-континентальные прогибы с миогеосинклинальным режимом развития; краевые вулкано-плутонические пояса, накладывающиеся с активизацией на основание любого состава и возраста.

Б.2. Геосинклинально-складчатые системы андийского типа, в которых за желобом в сторону континента располагается ряд элементов: эвгеосинклинали, достигающие островодужных стадий; вторичные геосинклинали; вулкано-плутонические пояса; миогеосинклинали.

В. **Континентальные и внутриконтинентальные.**

В.1. Фундамент платформ и его выступы – щиты, в котором выделяются гранитогнейсовые ядра, зеленокаменные пояса, протоплатформенные чехлы, зоны протоактивизации с проявлениями активизации и неактивизированные.

В.2. Платформенный чехол – активизированный и неактивизированный.

В.3. Внутриконтинентальные геосинклинально-складчатые системы, состоящие из ряда элементов: первичные геосинклинали; вторичные геосинклинали; вулкано-плутонические пояса; тыльные прогибы с режимом развития, близким к миогеосинклинальному.

Острота противопоставления нескольких геотектонических концепций развития земной коры – классической геосинклинальной, геодинамической (плитной), расширяющейся Земли, геоблоковой, естественно отражается в тектонических основах металлогенических построений (табл. 23). В первую очередь, это касается тектонической номенклатуры

Таблица 23

Минерагеническое значение важнейших типов тектонических структур.
По Л. Бауману и Г. Тишендорфу [2]

Тип тектонической структуры	Литолого-петрологическая характеристика	Типы месторождений	
		структурные	вещественные
А. Геосинклинальная (орогенная) область			
1. Эвгеосинклиналь	Пелагические формации Флишевая формация	Стратиформные, вкрапленные	Mn, цветные металлы, S, U, V, Mo, углеводороды
	Диабаз-кератофир-андезитовые формации	Стратиформные, вкрапленные, внутрикоровые	Строительные материалы, Mn, цветные металлы
	Ультрабазит-базитовые формации	Магматические, вкрапленные	Cr – Pt, Ni – Cu, Ti – Fe
2. Миогеосинклиналь	Неритовые формации Молассовая формация	Стратиформные, инфильтрационно-вкрапленные	Pb, Zn, S, U, углеводороды, Cu, полиметаллы и благородные металлы, хемогенные осадки, угли
	Гранодиорит-гранитные формации	Внутрикоровые	Цветные, благородные и редкие металлы Нерудное минеральное сырье
3. Геоантиклиналь	Гранодиорит-гранитная формация Андезит-дацитовые формации (малые интрузии)	Внутрикоровые	Цветные, благородные и редкие металлы (в особенности Sn, Cu, Mo, редкие элементы)
4. Предгорный прогиб	Молассовая формация	Стратиформные, инфильтрационно-вкрапленные ("красноцветные")	Россыпи, цветные и благородные металлы, U, V, хемогенные осадки, углеводороды, угли
5. Срединный массив	Отчасти аналогичен геоантиклинали; проявляется влияние глубинных разломов и связанного с ними магматизма		

Тип тектонической структуры	Литолого-петрологическая характеристика	Типы месторождений	
		структурные	вещественные
6. Купольные и кольцевые структуры	Гранодиоритовые формации Андезит-дацитовые формации	В основном стерильны Внутрикоровые	Цветные, благородные и редкие металлы
	Б. Платформенная область		
1. Синеклиза	Терригенные формации Глинисто-карбонатные формации	Стратиформные, инфильтрационно-вкрапленные	Россыпи; цветные металлы, U, V, S, Fe, Mn, P; углеводороды, угли
	Соленосные формации	–	Ангидрит, каменные и калийные соли
	Трапповая формация (интрузивная и эффузивная)	Магматические внутрикоровые	Cr–Pt, Ni–Cu, Ti–Fe; F–Ba, цветные металлы
2. Антеклиза	Формации выветривания	Стратиформные, вкрапленные	Россыпи; Al, Fe, Sr, Mg, P
	Формации ультраосновных щелочных пород	Внутрикоровые	Апатит, нефелин, карбонатиты; Ti, Nb, Ta, редкие элементы, цветные металлы; F–Ba; алмазы
3. Платформенный краевой прогиб, периклинальная зона, авлакоген	Молассовая формация Карбонатная формация	Стратиформные, инфильтрационно-вкрапленные	Россыпи, цветные металлы, U, V; Fe, Mn, P; углеводороды, угли
	Соленосная формация Трапповая формация	Магматические, внутрикоровые	Хемогенные осадки, S, Ni–Cu, Ti, F–Ba, цветные металлы
4. Горстовые образования, трансблоки	Отчасти аналогичны антеклизе; проявляется влияние глубинных разломов и связанного с ними магматизма		
5. Зона грабенов	Отчасти аналогична краевому прогибу и авлакогену; дополнительно проявлены:		
	Формации ультра-	внутрикоровые	карбонатиты, ред-

Тип тектонической структуры	Литолого-петрологическая характеристика	Типы месторождений	
		структурные	вещественные
	основных-щелочных пород		кие и цветные металлы
6. Купольные и кольцевые структуры	Отчасти аналогичны антеклизе; сильнее проявлено влияние процессов магматизма		
7. Линеамент, глубинный разлом	Ультрабазит-базит-щелочные формации	Образования, связанные с инициальным или платформенным магматизмом	

геоструктур и металлогенических обстановок. Необходимо подчеркнуть, что современные металлогенические построения опираются на формационный анализ. Геологические формации, как главные элементы такого рода построений, несут всю необходимую информацию об условиях их возникновения и режиме становления. Иными словами, по геологическим формациям возможно реконструировать соответствующие палеотектонические обстановки и установить их смену в пространстве и во времени. Глобальные геотектонические концепции в значительной части сосредоточены на поисках причин изменения режимов развития и нередко находят таковые в глубинных мантийно-коровых процессах, т.е. в явлениях планетарного масштаба. Фактически при этом создаются объяснения природы возникновения тех или иных геоструктур с введением соответствующей терминологии. Подобные построения не меняют объективных реальностей, заключенных в информационном банке геологических формаций.

Достижения в области изучения океанов и континентальных окраин несомненно пролили свет на условия возникновения соответствующих геологических формаций и позволили в соответствии с принципом актуализма расшифровать природу ряда важнейших геоструктур. Вместе с тем, пока не создан необходимый терминологический арсенал для удовлетворительного взаимоувязанного описания всего многообразия тектонических единиц, формировавших земную кору от глубокой древности до современности.

В сложившейся ситуации противоречивых геотектонических интерпретаций наиболее приемлемым следует считать использование классической (палеотипной) тектонической терминологии для обозначения главных типов геоструктур и кайнотипной – для характеристики их ре-

жимов развития в тех случаях, когда соответствующая терминология и номенклатура уже созданы. Эти принципиальные положения автор пытался соблюдать в соответствующих разделах работы.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОКЕАНОВ

Пространство, занятое водами Мирового океана, по геоморфологическим и геотектоническим характеристикам разделяется на следующие единицы: континентальные шельфы и склоны – 15,3%; континентальные возвышенности – 5,3%; абиссальные равнины – 41,7%; океанические хребты и поднятия – 32,6%; обособленные вулканические сооружения и их группы – 3,2%; глубоководные желоба и сопряженные с ними хребты – 3,7%.

Происхождение этих зон связывается с процессами спрединга – разрастанием океанической коры в срединно-океанических хребтах. Одиночные вулканические сооружения либо их группы, расположенные вне зоны спрединга, рассматриваются как результат воздействия мантийных горячих точек на мигрирующие плиты океанической коры. Области сопряжения океанических и континентальных плит разделяются на пассивные и активные. В первом случае возникают обширные континентальные шельфы и склоны, иногда осложненные поднятиями. Поддвиги океанических плит под континентальные либо океанические плиты сопровождаются формированием зон субдукций, с которыми пространственно связаны глубоководные желоба, островные дуги и задуговые (окраинные) бассейны.

В соответствии с базовыми положениями тектоники плит основные металлогенические процессы реализуются в срединно-океанических хребтах и в зонах активных континентальных окраин – в обстановках островных дуг, окраинных бассейнов и краевых частей континентов. Концепция новой глобальной тектоники предполагает циклическое развитие земной коры со следующими главными стадиями (рис. 38):

предварительная стадия (рифтовый тип развития) – формирование внутриконтинентальных рифтовых систем;

молодая стадия (тип Красного моря) – возникновение раздвига с миграцией плит от оси рифтовых зон (спрединг) и появлением новообразованной океанической коры;

зрелая стадия (атлантический тип) – расширение океанической коры от зон спрединга при пассивном характере границ океанического ложа с континентами;

стадия поглощения (тихоокеанский тип) – возникновение зон субдукции на границах континентов с океанической корой и поглощение океанической коры;

заключительная стадия (тип Средиземного моря) – продолжение субдукции океанической коры при затухании активности зон спрединга и сближении краев континентов вплоть до смыкания;

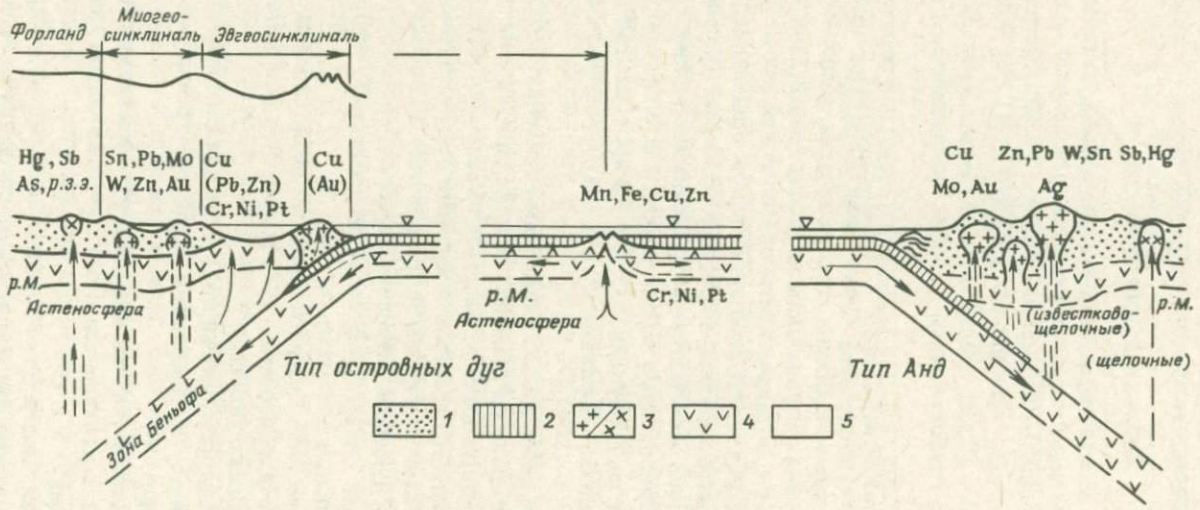


Рис. 38. Периокеаническая минерагеническая зональность. *По Г. Бауману и Г. Тишендорфу:*
1 – континентальная кора; *2* – океаническая кора; *3* – магматические образования (известково-щелочные, щелочные); *4* – нижняя "литосфера" *5* – астеносфера; р.М. – раздел Мохоровичича

замкнутая стадия (гималайский тип) – столкновение двух континентов с возникновением межконтинентального орогенного пояса.

Продукты рудогенеза, установленные на дне Мирового океана, принадлежат к трем основным группам:

образованные в континентальной либо прибрежно-морской обстановке и оказавшиеся в подводных условиях вследствие трансгрессии. Такие объекты известны на шельфах, но могут располагаться и на больших глубинах;

образованные либо преобразованные в прибрежно-морской зоне за счет волноприбойной деятельности и частично либо полностью затопленные;

образованные на дне океана и представляющие собственно океанические процессы рудогенеза.

Месторождения первой группы характеризуют собственно континентальную металлогению. Месторождения второй группы представлены россыпями в прибрежных и шельфовых зонах. К третьей группе относятся субмаринные скопления фосфоритов, железо-марганцевых конкреций и сульфидных руд.

Прибрежно-морские и морские россыпи в подавляющем большинстве случаев отражают металлогеническую специализацию прилегающих участков континентов. Формированию россыпей обычно предшествует возникновение аллювиальных скоплений тяжелых минералов, хотя нередка и их аккумуляция непосредственно после высвобождения из коренных пород при выветривании. Россыпеобразование и распространенность россыпей зависят от равновесия между скоростями колебаний уровня моря и поступлением обломочного материала. Обзор современной прибрежно-морской россыпной металлоносности содержится в работе Е.Ф. Шнюкова и А.Ю. Митропольского [31].

Ильменит-рутил-циркон-монацитовые россыпи известны на побережьях Индийского (Индийском, Южно-Африканском, Австралийском, о-вов Шри-Ланка и Мадагаскар) и Атлантического (побережье Флориды, Бразилии) океанов.

Наиболее значительные россыпи олова установлены на побережье Индонезии, Малайзии, Таиланда – в континентальных и островных частях этих стран. Большинство россыпей Индонезии – переработанные либо частично переработанные россыпи затопленных древних речных долин.

Магнетитовые и титаномагнетитовые пески известны во многих прибрежно-морских зонах. Крупные скопления песков развиты на западном побережье Северо-Американского континента. Магнетитовые пески интенсивно эксплуатируются в Японии на о-вах Хонсю и Хоккайдо.

Россыпи золота разрабатывались на о. Лусон (Филиппины). Пляжевые и террасовые россыпи золота на п-ове Сьюард (Аляска) протягиваются на 5 км при ширине до 90 м.

Платиноносная россыпь с промышленными содержаниями плати-

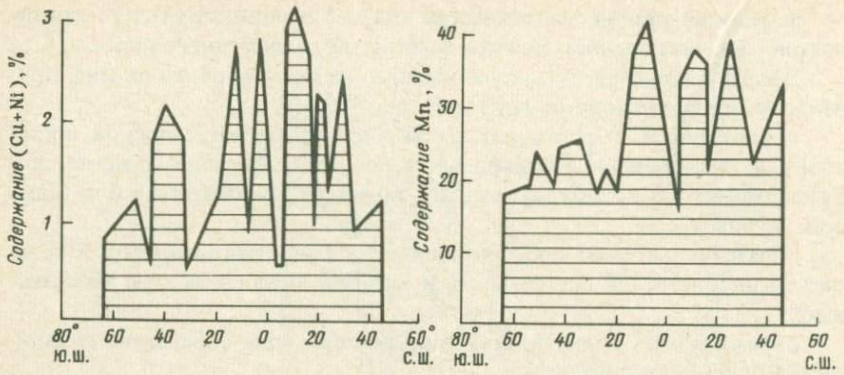


Рис. 39. Распределение железомарганцевых конкреций и содержаний в них суммы никеля и меди (2366 станций) и марганца (2378 станций). *По Б. Маккелви* [43]

ноидов на Аляске на берегу Берингова моря эксплуатировалась несколько десятков лет.

Крупные запасы хромитов в россыпях (более 30 млн т) известны на континентальном шельфе шт. Орегон (США) на глубинах от 18 до 160 м, а также на пляже и береговых террасах. Эти россыпи содержат около 200 т золота и 10 т платиноидов.

В качестве главных источников тяжелых минералов в прибрежных россыпях рассматриваются их аллювиальные скопления. Часть минералов накапливается в таких россыпях после высвобождения при выветривании без возникновения промежуточных концентраций.

Фосфориты и фосфорные отложения с содержаниями P_2O_5 от 10 до 30% выявлены на больших площадях континентальных окраин и на подводных поднятиях. Значительные масштабы фосфоритоносности установлены вблизи западной окраины Южно-Американского континента, восточной – Северо-Американского, южной – Африканского (рис. 39).

Железо-марганцевые конкреции содержат никель, медь и кобальт в значительных концентрациях. Общие запасы металлов в конкрециях оцениваются следующим образом: Fe – $17 \cdot 10^{10}$ т, Mn – $7 \cdot 10^{10}$ т, Ni – $2{,}3 \cdot 10^{9}$ т, Cu – $1{,}5 \cdot 10^{9}$ т, Co – $1 \cdot 10^{9}$ т. Ресурсы цветных металлов в конкрециях существенно превышают их запасы в месторождениях, выявленных на континентах.

По данным В. Маккелви [43], в железо-марганцевых конкрециях установлены следующие содержания основных металлов (в %, в скобках – число станций наблюдения):

марганец (2378)	18,60
железо (2374)	12,47
никель (2383)	0,66
медь (2368)	0,45
кобальт (2284)	0,27

Средняя глубина наблюдений составила 4210 м (по 2277 станциям), средняя плотность распространения – 10,9 кг/м² (по 344 станциям).

Для конкреций характерны повышенные содержания ряда рудообразующих элементов (табл. 24). В некоторых конкрециях установлены

Таблица 24

Содержание (в %) элементов-примесей в железо-марганцевых конкрециях.
По В. Маккелви [43]

Элементы	Среднее	Тихий океан	Атлантический океан	Индийский океан
Be	0,001	0,001	–	0,001
S	0,51	0,32	1,34	0,83
Ti	0,69	0,73	0,42	0,62
V	0,052	0,051	0,06	0,054
Cr	0,007	0,009	0,006	0,002
Zn	0,12	0,116	0,123	0,149
Ga	0,001	0,001	0,001	0,001
Ge	0,004	0,004	–	–
As	0,014	0,011	0,02	0,018
Rb	0,002	0,002	–	–
Gr	0,085	0,084	0,054	0,079
Mo	0,038	0,041	0,031	0,029
Ag	0,001	0,001	–	–
Cd	0,001	0,001	0,001	0,001
Sn	0,008	0,010	0,007	0,001
Sb	0,005	0,005	0,004	–
Te	0,022	0,022	–	–
Ba	0,23	0,235	0,228	0,21
W	0,010	0,008	–	0,012
Tl	0,016	0,017	0,018	0,008
Pb	0,093	0,083	0,14	0,100
Bi	0,002	0,003	0,001	0,001

платиноиды и золото (мг/т): Pt – 125–50; Pd – 2,5–10; Ir до 23; Ru 5–20; Rh до 200; Au до 8.

Конкреции представляют собой полиминеральные агрегаты субмикроскопических минеральных фаз, среди которых преобладают тодорокит, манганит, бирнессит, вернадит, гидроксиды железа (гётит, лепидокрокит, ферроксигит и др.), филлипсит.

При оценке возможной промышленной значимости конкреций учитывается плотность их распространения (в кг на 1 м² дна), содержания Mn, Ni, Cu, Co, а также Σ(Ni + Co).

Железо-марганцевые конкреции обнаружены на значительной площади дна Мирового океана при широких колебаниях плотностей и содержаний основных металлов. В распределении конкреций и колебаниях их состава установлена отчетливая зависимость от широты. В первом

приближении выделяются симметричные экватору зоны между 10° и 40° северной и южной широты. К экваториальной зоне наблюдается резкое падение содержаний Mn, Ni, Cr (см. рис. 39). Максимальные концентрации Ni + Cu (от 2,5 до 3,5%) установлены на глубинах 3,5–6 км. Содержания Co не обнаруживают отчетливой зависимости от глубин океана.

Наибольшие скопления конкреций обнаружены в нескольких зонах. Зона Кларион-Клиппертон, ограниченная одноименными субширотными разломами, расположена между Гавайскими островами и Северо-Американским побережьем (110–160° западной долготы). Плотность конкреций здесь от 8,45 до 11,94 кг/м². На площади 2,25 млн км² этой зоны масса конкреций составляет $7,75 \cdot 10^9$ т при высоких содержаниях основных компонентов.

Здесь, по данным В. Маккелви [43], установлены следующие характеристики железо-марганцевых конкреций (средние содержания основных металлов указаны в %, в скобках – число станций наблюдения):

Mn (362)	25,43	Mn:Fe (359)	4,38
Fe (359)	6,66	Ni:Mn (362)	0,05
Ni (366)	1,27	Cu:Mn (362)	0,04
Cu (366)	1,02	(Ni+Cu):Mn (362)	0,09
Ni + Cu (366)	1,29	Co:Mn (319)	0,009
Co (323)	0,22	Mo:Mn (93)	0,002
Mo (93)	0,05	Cu:Ni (366)	0,8

Несколько значительных по размерам зон развития конкреций с содержаниями (Ni + Co) более 1% выделено в Тихом океане к северу и к югу от экваториальной зоны.

К о б а л ь т о н о с н ы е ж е л е з о - м а р г а н ц е в ы е к о р к и обнаружены на подводных возвышенностях и их склонах. Эти образования, сложенные вернадитом и гидроксидами железа, на подводных террасах Гавайского архипелага содержат 1,15% Co, 0,35% Ni, 0,05% Cu; а на поднятиях между Гонолулу и Самоа – 2,5% Co, 0,8% Ni. В районе Гавайского архипелага и островов Джонстон-Пальмира ресурсы Co в конкрециях оценены в 6,9 млн т, никеля 3,9 млн т, меди 0,5 млн т, марганца 189 млн т.

С у л ь ф и д н ы е р у д ы на дне Мирового океана, как следует из обобщений Д. Биде, К. фон Дамма, П. Роны, И. Фуке, Дж. Эдмонда и других исследователей, известны в трех главных обстановках:

в океанических хребтах, отождествляемых с осевыми частями зон спрединга, и сопряженных с хребтами поперечных к ним океанических рифтах (Восточно-Тихоокеанское поднятие, хребет Хуан де Фука, Галапагосский рифт);

в сопряженных с зонами спрединга окраинно-континентальных прогибах (Калифорнийский залив – бассейн Гуаймас);

в межконтинентальных рифтах, рассматриваемых как молодые океанические бассейны (Красное море).

Массивные сульфидные руды выявлены в первых двух обстановках в различных по морфологии скоплениях.

Условия современных океанических хребтов многими исследователями сопоставляются с формационными обстановками колчеданоносных провинций кипрского типа, хотя продукты современного сульфидообразования по формам накопления и уровням концентрации рудообразующих компонентов отличаются от соответствующих древних аналогов.

По данным Р. Хекинианa, И. Фуке, П. Роны, на Восточно-Тихоокеанском поднятии известны два морфологических типа скоплений сульфидов. Первый тип, наиболее распространенный и приуроченный к осевому грабену, представлен конусообразными телами высотой от 1 до 25 м, приуроченными к гидротермальным центрам с поперечником около 50 м. Второй тип установлен за пределами грабена, где на склоне базальтового вулкана с поперечником основания около 6 км и высотой 350 м расположено пластообразное тело сульфидных руд размером в плане 400 х 800 м. Руды, опробованные на 21° с.ш., отличаются весьма высокими содержаниями цинка, умеренными – меди и свинца (табл. 25).

М. Голдфарб с соавторами и другие исследователи рассматривают трубы и холмы как частные, временно существующие элементы рудных тел, приобретающих на конечных стадиях становления линзовидную форму.

В составе руд Восточно-Тихоокеанского поднятия и хребта Хуан-де-Фука преобладают сфалерит и вюртцит, сопровождающиеся ангидритом, баритом, опалом, пиритом.

В зоне Галапагосского рифта известна сульфидная залежь протяженностью около 1000 м при ширине 200 м и возможной мощности 35 м. В рудах преобладают пирит и марказит (85%); доли сфалерита и халькопирита невысоки; содержания цинка менее 1%, меди – до 10%.

Скопления сульфидов располагаются в полях функционирующих либо отмерших гидротермальных источников. В подавляющем большинстве случаев гидротермы выводятся через трубообразные либо конусовидные сульфидные сооружения с образованием над ними плюмажных ореолов. Температура выводимых растворов достигает 380°С; они содержат до 100 г/т железа и несколько граммов на тонну цинка и меди.

Железоокисные осадки, известные на тех же площадях, что и скопления сульфидов, рассматриваются либо как продукты субмаринного окисления сульфидных руд, либо как окисные фации продуктов рудоотложения, формирующиеся на удалении от выводных каналов.

П. Рона [19] отмечает, что в зонах с половинными значениями скоростей спрединга (3 см/год) стадия излияния высокотемпературных растворов, формирующих скопления сульфидов, проявляется с периодичностью 10^2–10^4 лет при длительности 10^2–10^4 лет. Крайнему случаю прерывистого осадконакопления, очевидно, отвечает минимальная длительность рудоотложения при максимальном значении его периодичности.

Условия бассейна Гуаймас сопоставимы с формационными обстанов-

Таблица 25

Состав продуктов современного субмаринного сульфидонакопления.
По данным В. Маккелви [43], П. Роны [19] и других исследователей

Компонент	Район опробования									
	Восточно-Тихоокеанское поднятие						Хребет Хуан-де-Фука		Галапагосский рифт	
Fe	14,7	26,2	16,7	4,0	0,61	–	2,19	41,4	15,6	44,1
Zn	34,9	20,3	41,8	1,7	0,12	40,76	61,0	2,27	46,9	0,14
Cu	0,23	1,3	0,89	0,13	0,35	0,61	0,08	0,04	0,35	4,98
Pb	0,61	0,07	0,29	0,06	0,04	0,05	0,20	0,27	0,30	0,07
S	31,3	39,7	34,9	4,3	0,74	–	32,6	48,3	36,8	52,2
Ag	241	34	202	9,6	1,6	260	230	15	290	10
Au	–	0,17	0,2	0,025	0,2	0,13	0,1	0,1	0,13	0,05
As	483	770	215	13,2	1,2	323	235	430	411	125
Cu:Zn:Pb	1:152:2,6	1:16:0,05	1:47:0,3	1:13:0,5	1:0,3:0,1	1:67:0,08	1:762:2,5	1:57:7	1:134:0,85	1:0,03:0,01
Au:Ag		1:200	1:1010	1:384	1:8	1:2000	1:2300	1:150	1:2300	1:200

Примечание. Содержания Fe, Zn, Cu, Pb и S указаны в %, содержания Ag, Au и As в г/т.

ками терригенных колчеданоносных провинций, хотя прямые аналогии зызывают определенные сомнения, поскольку имеются и иные интерпретации.

Бассейн Гуаймас, по данным П. Роны, С.Д. Скотта и других исследователей, представляет одну из депрессий на дне Калифорнийского залива, в осевой части которого предполагается продолжение спрединговой зоны. В Калифорнийском окраинно-континентальном рифте со скоростью спрединга 6 см/год вулканизм подавлен интенсивным континентальным сносом – формирующимся шлейфом конуса выноса р. Колорадо. В бассейне Гуаймас мощность отложений составляет 400 м; скорость накопления глинистого, карбонатно-глинистого и органогенно-глинистого материала, в котором располагаются силообразные тела основного состава, оценивается в 0,1–0,2 см/год. На площади около 12 км² установлено более 100 скоплений сульфидов в виде холмов высотой до 20 м, увенчанных постройками в форме пагод. В осадочных породах известны прожилково-вкрапленные руды, сформированные, вероятно, на участках подавления восходящих гидротермальных потоков накапливающимися осадками. Интересно отметить, что в насыщенных органикой осадках под воздействием гидротермальных растворов происходят процессы, подобные крекингу, с образованием нефти и газа, мигрирующих в морскую воду.

Сульфидоносные илы выявлены в осевой части Красного моря в ряде впадин (Атлантис-II, Кебрит, Гипсум, Вема, Нереис, Тетис, Чэйн, Шагара). Наибольшее промышленное значение имеют скопления сульфидоносных илов во впадине Атлантис-II, расположенной на широте Джидды (рис. 40).

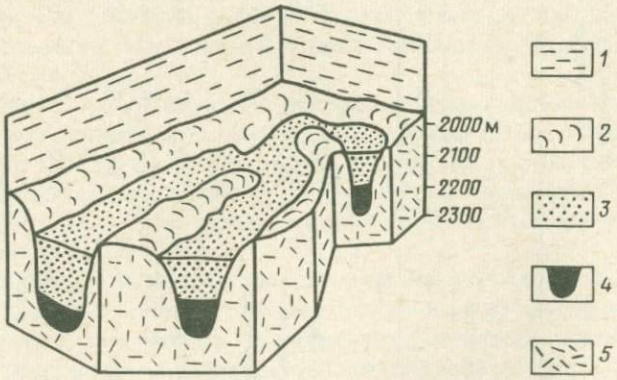


Рис. 40. Морфология впадины Атлантис-II. *По материалам А. Шоелла:*
1 – морская вода, *2* – склоны и выступы для впадины, *3* – рассолы, *4* – металлоносные илы, *5* – породы основания дна Красного моря

Таблица 26

Содержания рудообразующих элементов в металлоносных илах впадин Красного моря. *По В.Маккелви* [43]

Фация илов	Содержания элементов												
	%				г/т								
	Fe	Mn	Zn	Cu	Ni	Co	Cd	Pb	Hg	Ag	Mo	V	Ba
							Атлантис-II						
Верхняя сульфидная	15,7	1,1	10,9	2,2	130	185	430	1850	3100	120	330	40	1700
Нижняя сульфидная	20,3	2,8	5,3	1,3	94	125	200	1090	1140	75	85	68	4000
Сульфидно-силикатная	25,7	0,2	11,4	0,8	60	260	320	1430	3140	100	130	71	380
Лимонитовая	63,2	0,3	0,15	0,01	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Лепидо-крокитовая	51,4	0,4	0,08	0,004	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Гематитовая	35,3	0,3	0,12	0,74	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Родохрозитовая	6,5	9,4	0,23	0,02	–	–	–	–	–	–	–	–	–
							Эрба						
Пиритовая	26,5	0,5	0,05	0,03	60	110	55	120	–	–	–	–	–
							Гипсум						
Пиритовая	19,1	0,1	0,05	0,67	13	45	45	145	155	–	2	32	430

Красное море рассматривается как межконтинентальный рифт, отвечающий стадии молодой океанической впадины. Сопоставление Красноморского рифта с колчеданоносными провинциями геологического прошлого сопровождается неоднозначными интерпретациями. Эта обстановка сульфидонакопления в принципе не должна отличаться от спрединговых зон океана, хотя специфика рудоотложения во впадинах Красного моря признается многими исследователями.

Осевая часть Красноморского рифта обладает сложным рельефом. В ней обнаружено 17 впадин, большинство которых заполнено рассолами, а часть содержит металлосодержащие осадки либо металлоносные илы (табл. 26).

Впадина Атлантис-II, находящаяся на глубине более 2000 м, занимает площадь 56 км². Она заполнена горячими рассолами, верхний слой которых, граничащий с нормальной морской водой, обладает температурой 44–60°С и соленостью 13,5%. Для нижнего, придонного слоя с температурой 56–60°С характерна соленость 25,7%. Рассолы нижнего слоя располагаются на илах окисно-силикатной фации, сменяются с глубиной железо-окисной, а затем сульфидной. Мощность илов первых двух фаций 7–8 м, сульфидной – около 1 м. В донной части впадины залегают сульфидно-обломочные и обломочные фации (рис. 41).

По оценкам Дж. Бишоффа и Ф. Мангейма, десятиметровый слой илов впадины Атлантис-II содержит 29% Fe, 3,4% Zn, 1,3% Cu, 0,1% Pb, 54 г/т Ag, 0,05 г/т Au; ресурсы металлов составляют: Zn 2,9 млн т, Cu 1 млн т, Pb 0,8 млн т; Ag 4500 т, Au 45 т.

Более поздние работы З. Мустафы с соавторами, основанные на детальных исследованиях, выявили значительные колебания в содержаниях металлов в разных частях впадины: Fe – 21,8–30,1; Zn 0,89–6,03; Cu 0,21–0,84; S – 1,2 –5,5%; Ag – 50–110 г/т. Этими авторами запасы цинка определены в 2 млн т, меди 0,4 млн т, кобальта 5000 т, серебра 4000 т, золота 80 т.

Основные рудообразующие минералы – пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, гидроксиды железа, манганосидерит, ангидрит, смектит, карбонаты, манганит, сидерит, родохрозит, лепидокрокит, гипс.

Распределение минералов и содержаний основных рудообразующих элементов обнаруживает зависимость от рельефа дна впадины Атлантис-II (см. рис. 41).

Обнаружение металлоносных илов во впадине Атлантис-II послужило толчком к разработке рециклинговой модели субмаринного сульфидонакопления, получившей в дальнейшем широкое применение для объяснения генезиса месторождений колчеданного семейства.

Красноморский рифт рассматривается как функционирующая геотермальная спрединговая система, в которой нормальные морские воды по разломам на плечах рифта при миграции через эвапориты приобретают высокую соленость. Циркуляция нагретых вод через базальты и мета-

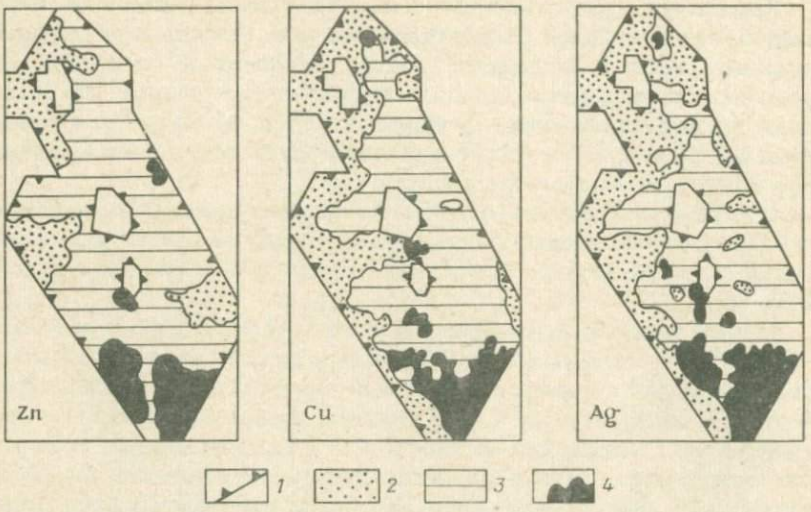


Рис. 41. Распределение цинка, меди и серебра в металлоносных илах впадины Атлантис-II. *По материалам З. Мустафы и др.* с упрощениями:
1 – границы распространения металлоносных илов; *2–4* – градации содержаний: *2* – Zn <1, Cu < 0,2 кг/м³, Ag < 3г/м³; *3* – Zn >1, Cu >0,2 кг/м³; Ag >3 г/м³; *4* – Zn > 9, Cu >1,2 кг/м³, Au>13 г/м³

морфические породы основания рифта сопровождается выщелачиванием рудообразующих элементов и их выносом с разгрузкой во впадинах. Накопление илов связывается с эволюцией придонных рассолов.

Общие закономерности размещения продуктов современного субмаринного сульфидообразования рассмотрел П. Рона [19]. По его данным, известные в настоящее время 55 участков с сульфидными рудами располагаются в глобальной системе срединно-океанических хребтов и рифтов, протягивающейся через океанические бассейны. Скопления сульфидов рассматриваются как продукты гидротермальных систем, существующих в центрах спрединга. Функционирование таких систем определяется наличием глубинных источников тепла, вызывающих конвекцию морских вод в проницаемых породах (преимущественно вулканогенных) океанического ложа.

Конвективный перенос тепла при гидротермальной деятельности в приведении к единице площади вновь создаваемой литосферы оценивается в пределах от $11{,}5 \cdot 10^8$ до $15{,}1 \cdot 10^8$ кал/см² х см⁻². Годовой конвективный теплоперенос рассчитан в пределах $(4{,}0–6{,}4) \cdot 10^{19}$ кал/год, что составляет примерно 80% теплопотерь остывающей литосферы. Этот теплоперенос осуществляется расходом воды $(1{,}3 \div 9{,}0) \cdot 10^{17}$ т/год. Отсюда следует, что в приведении к 1 году каждому грамму воды, участвующему в обороте, отвечает от $0{,}5 \cdot 10^2$ до $5 \cdot 10^2$ кал теплопереноса.

С другой стороны, скорость генерации океанической коры П. Рона оценивает в $5 \cdot 10^{16}$ г/год. Соответственно, на каждый грамм генерируемой коры должно приходиться от $0{,}8 \cdot 10^3$ до $1{,}3 \cdot 10^3$ кал при теплопереносе и от 3 до 18 г воды, выступающей в качестве теплоносителя. При соотношениях масс вода: порода от 3:1 до 18:1 и столь интенсивном энергообеспечении субмаринные гидротермальные системы принадлежат, вероятно, к наиболее энергонасыщенным рудообразующим системам,особенно с учетом того обстоятельства, что приведенные выше средние расчетные величины в геотермальных центрах должны иметь существенно большие значения.

П. Рона группирует обстановки нахождения субмаринных скоплений сульфидов по значениям полускоростей спрединга.

К гидротермальным центрам с малыми полускоростями спрединга (не более 2 см/год) отнесены скопления сульфидных илов на дне Красного моря и ряда участков Срединно-Атлантического хребта. Средним и высоким полускоростям спрединга (более 2 см/год) отвечают обстановки Калифорнийского залива, Восточно-Тихоокеанского поднятия и хребта Хуан-де-Фука. Для этих обстановок характерна большая повторяемость эруптивных циклов при их относительной кратковременности (100–10 000 лет). Во всех обстановках наиболее благоприятны для рудонакопления депрессионные структуры, сопряженные с высокопроницаемыми выводными каналами. П. Рона допускает возможность существования скоплений сульфидов в виде жильных и прожилковых руд в выводных каналах без пластовых и близких к ним залежей в случаях рассеивания рудного вещества в придонных водах.

И.С. Грамбергом с соавторами проанализировано поведение рудоносных флюидов над каналами их выведения в придонной части океана. Этими авторами показано, что уже в 10–20 м выше устья источника в океанических водах формируется вихревой конус высотой до 200 м, расширяющийся до 500 м в поперечнике. Выравнивание плотностей гидротермального раствора с океанической водой при падении скорости потока определяет переход конуса в плюмаж высотой около 200–500 м, растягиваемый придонными течениями на 5–10 км. Очевидно, что подобные плюмажи могут быть оторванными от источника, а при изменении физико-химических условий могут поставлять рудное вещество в осадок в рассеянных концентрациях. В то же время мигрирующие плюмажи, фиксируемые по аномалиям температур и солености, в условиях импульсно-прерывистого выведения родоначальных гидротерм могут создавать ложную картину множественности функционирующих гидротермальных центров.

С субмаринной гидротермальной деятельностью связывается возникновение железистых и марганцевых осадков. Такие отложения известны вблизи спрединговых центров во впадинах Красноморского и Галапагосского рифтов, а также на нескольких участках Восточно-Тихоокеанского

поднятия. Кроме железа и марганца, в этих отложениях содержатся цинк и медь (от десятков грамм на тонну до долей процентов), никель и кобальт (десятки–сотни грамм на тонну).

В целом, наиболее активные металлогенические процессы в Мировом океане контролируются областями современного субмаринного вулканизма, особо интенсивного в спрединговых зонах.

В ряде мест Мирового океана драгированием обнаружены обломки перидотитов с хромитами, амфиболитов с пирит-халькопирит-ильменитовой минерализацией, основных лав с вкрапленностью сульфидов, что может свидетельствовать о потенциальной перспективности океанического дна на другие типы руд, в первую очередь, связанные с процессами плутоногенного и вулканогенного рудообразования.

По современному состоянию изученности металлоносность пород океанического ложа представляется весьма низкой в сравнении с другими геоструктурами. Главными продуктами рудогенеза в океанической обстановке остаются железо-марганцевые конкреции и скопления сульфидов.

Сравнительно низкая металлоносность комплексов океанического дна, находящаяся в резкой диспропорции с интенсивностью магматических процессов, может объясняться низким уровнем изученности. Однако, В.И. Смирнов и другие исследователи объясняют это явление слабой дифференцированностью океанических магматических комплексов и связывают перспективы Мирового океана на эндогенные руды лишь с теми его участками, где могут быть выявлены в той или иной степени дифференцированные продукты магматизма.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНО-СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ

Современные достижения в области прогнозно-металлогенических исследований в геосинклинально-складчатых системах в значительной мере связаны с широким использованием методов формационного анализа, позволяющих реконструировать палеотектонические и геодинамические обстановки периодов рудообразования и на этой основе решать задачи прогноза новых металлогенических зон и рудных районов.

Методологические основы формационного анализа определяются двумя главными геологическими закономерностями: возникновением тех или иных геологических формаций при достаточно определенных режимах развития земной коры, т.е. в определенных палеотектонических и геодинамических обстановках; вхождением месторождений той или иной рудно-формационной принадлежности в качестве естественных составляющих в определенные геологические формации либо их сочетания.

Изложение результатов формационных исследований с палеотектоническими интерпретациями, как правило, осложняется отсутствием общепринятой понятийной базы, что связано с разрывом между темпами развития формационных и тектонических разработок и темпами фор-

мирования эквивалентной терминологии. Соответственно, многие авторы, если они стремятся к пониманию широким кругом исследователей, вынуждены пользоваться как "кайнотипными" терминами новой глобальной тектоники, так и терминами, родившимися и закрепившимися в периоды становления классических геотектонических концепций.

Острое противопоставление различных геотектонических концепций не может и не должно иметь своим следствием ликвидацию таких, например, устоявшихся понятий как "геосинклинально-складчатые пояса", "эвгеосинклинали", "миогеосинклинали" и т.д. Несомненно, что применение принципов актуализма для расшифровки природы названных геотектонических единиц позволяет выявить элементы их внутреннего строения, историю возникновения, металлогеническую специализацию и ряд других не менее важных факторов. Однако это не может перечеркнуть существование соответствующих геоструктур в их наблюдаемой данности.

Иными словами, представляются излишними поиски противоречий между терминами, характеризующими те или иные ныне существующие геоструктуры, и терминами, используемыми для описания тех их элементов, которые возникали на разных стадиях становления. Реконструкции обстановок – это реконструкции, а наблюдаемые участки земной коры того или иного строения – объективная реальность. Очевидно, что как реконструкционные, так и собственные описательные подходы обладают той долей правомочности, которая эквивалентна избранной цели исследования.

Широкое формационные исследования, проводившиеся на Урале, в Казахстане, на Кавказе, в восточных районах СССР, позволили установить, что разновременные геологические формации не надстраивают друг друга по вертикали, как следовало бы из классической геосинклинальной концепции, а "скользят" по латерали, повторяясь с омоложением в разных частях геологического пространства. Установление миграции геологических и рудных формаций по латерали с возникновением однонаправленных повторяющихся, либо не повторяющихся рядов, привело к следствиям принципиальной методологической значимости. В первую очередь – к признанию асимметрии геосинклинально-складчатых поясов и к "ликвидации" первичных восточных границ эвгеосинклиналей на Урале, южных – на Кавказе. В работах М.Б. Бородаевской, Т.И. Фроловой, Г.Ф. Яковлева, А.И. Кривцова, В.И. Смирнова, Г.А. Твалчрелидзе, Н.К. Курбанова в конце семидесятых годов была убедительно показана миграция геосинклинального режима по латерали с соответствующими металлогеническими следствиями.

Асимметрия фанерозойских геосинклинально-складчатых поясов получила объяснение и с позиций новой глобальной тектоники с привлечением субдукционного варианта модели активных континентальных окраин. Такой подход – от концепции к реинтерпретации природы тектони-

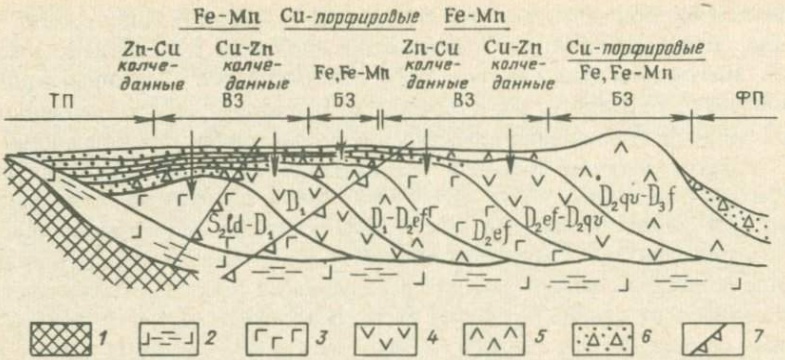


Рис. 42. Принципиальная схема строения Западной и Восточной Магнитогорской эвгеосинклиналей:

1 – докембрийские метаморфические комплексы; *2* – однородная базальтовая формация; *3* – контрастная (базальт-риолитовая) формация; *4* – непрерывная (базальт-андезит-дацит-риолитовая) формация; *5* – базальт-андезит-базальтовая формация; *6* – удаленные вулканогенные и терригенные фации, включая турбидитные образования; *7* – условное положение поверхностей эрозионного среза, отвечающих структуре дислоцированных эвгеосинклинальных комплексов; ТП – тыльные прогибы; ВЗ – островодужные зоны внутренние, БЗ – барьерные зоны, ФП – фронтальные прогибы.

В верхней части рисунка показано распределение рудных месторождений, ранние месторождения подчеркнуты

ческих единиц – неоднократно демонстрировался в работах Л.П. Зоненштайна, М.И. Кузьмина, В.М. Моралева, А.А. Ковалева и некоторых других исследователей.

В целом, независимо от использованных методологических приемов разные группы исследователей убедительно обосновали латеральную неоднородность геосинклинально-складчатых поясов и наличие в них латерально-временных рядов геологических и рудных формаций, которые не предсказывались и не могли быть предсказаны теоретическими построениями, допускавшими развитие геосинклиналей лишь по вертикали с соответствующими металлогеническими следствиями.

В уже упоминавшихся палеозойских геосинклинально-складчатых системах и в мезозойско-кайнозойских (в частности, по данным Г.М.Власова с соавторами) уверенно выделяются ряды сопряженных геоструктур, обладающих собственными геолого-формационными и рудно-формационными характеристиками. В окраинно-континентальных системах такие ряды образованы фронтальными прогибами, барьерными зонами островных дуг, внутренними зонами островных дуг, тыльными прогибами, вулкано-плутоническими поясами, окраинными бассейнами и зонами стабилизации. Подобные ряды, характер их выраженности, степень сохранности многократно описаны для кайнозойских и современных конти-

нентальных окраин. Важно отметить, что во многих случаях доказана прерывистая миграция (перескоки) рядов с повторением их на более молодых временных отрезках в иных частях геологического пространства.

Строение эвгеосинклинальной части подобных рядов отражает рис. 42, суммирующий итоги формационных и палеовулканологических разработок А.И. Кривцова, А.Г. Волчкова, В.С. Требухина и Е.П. Ширая по ряду районов Южного Урала. На позднесилурийском-раннеэйфельском отрезке развития этого региона установлено существование трех крупных вулканогенных биклиналей, сформированных на базальтоидах недифференцированной формации и сложенных вулканитами различной формационной принадлежности. Наиболее ранняя по времени возникновения биклиналь образована вулканитами контрастной (базальт-риолитовой) формации. В завершение становления этой структуры в ее приконтинентальной части закладывается тыловой прогиб, сохраняющийся длительное время. Следующая к востоку биклиналь, сложенная вулканитами непрерывной формации, входит вместе с первой во внутреннюю зону островной дуги. Вулканогенные образования непрерывной формации моложе вулканитов контрастной, однако имеется ряд данных, свидетельствующих о существовании у этих формаций некоторого общего временного диапазона, отвечающего завершению контрастной – началу непрерывной формации. Вулканизм последней сопровождается накоплением в ранее заложенном тыльном прогибе удаленных вулканогенных и терригенных фаций.

Барьерную зону островной дуги образуют вулканиты базальт-андезит-базальтовой формации, которая, вероятно, обладает некоторой временной общностью с непрерывной формацией. В период становления барьерной зоны продолжается заполнение тыльного прогиба, а на ее фасе присутствуют турбидитные фации, спускающиеся к фронтальному прогибу. Вулканогенные биклинали, подобные названным, установлены и на следующем, позднеэйфельско-франском отрезке истории развития с тем же взаиморасположением и временными соотношениями друг с другом. В целом, при однотипном строении рядов имеет место повторение каждого из их элементов и самих рядов при удалении от зон стабилизации. Латеральная миграция зон вулканизма сопровождается расширением тыльных прогибов, продвигающихся за фронтом вулканизма и захоранивающих ранние зоны.

Латерально-временная зональность в размещении формаций отчетливо отражена в металлогенической зональности. Цинково-медные и медно-цинковые месторождения колчеданного семейства, входящие в контрастные и непрерывные формации соответственно, сменяются во времени вулканогенно-осадочными железо-марганцевыми месторождениями. Меднопорфировые месторождения барьерных зон ассоциируют с плутоногенными эквивалентами базальт-андезит-базальтовой формации, внед-

рение которых сопровождается скарнированием ранее возникших вулканогенно-осадочных железорудных месторождений.

Каждый из названных типов месторождений закономерно присутствует в зонах развития соответствующих формаций и повторяется вместе с ними в упомянутых латерально-временных рядах.

Зонально-поясное строение эвгеосинклинального пространства в южной части Урала и различия в режимах развития отдельных зон доступны для установления благодаря отсутствию достаточно интенсивных деформаций и субгоризонтальному залеганию пород, близкому ориентировке напластования периодов активного вулканизма. Вместе с тем, даже в этих условиях имеются признаки надвиговых перемещений. Последние многократно описаны для зоны сопряжения докембрийских комплексов Урала с вулканогенными образованиями Магнитогорского мегасинклинория. Подобные перемещения известны и на границах отдельных биклинальных структур. В частности, в Башкирской и Оренбургской частях Урала описаны и неоднократно обсуждались в литературе Гайский, Мамбетовский и Тубинский надвиги, разделяющие формационно различные биклинали и имеющие согласную с их ограничениями ориентировку. Надвигание восточных блоков на западные без существенных искажений их внутреннего строения подтверждено бурением, однако значения амплитуд перемещений пока не установлены. Остается дискуссионной и природа надвиговых перемещений: компенсационным перемещениям под воздействием соседних блоков противопоставляются регионально проявленные горизонтальные движения.

Существенно иная ситуация на Среднем Урале, где в пределах Тагильского прогиба вулканогенные толщи образуют сложные и напряженные структурные формы, не получающие удовлетворительного объяснения с позиций моделей складкообразования в слоистых средах. Детальное изучение Дегтяревского, Левихинского, Красноуральского рудных полей позволило установить надвиговые перемещения значительной амплитуды, а с другой стороны – связать возникновение наблюдаемых структурных форм с процессами надвигания восточных вулканогенных биклиналей на западные, сопровождающимися изменением залегания пород на субвертикальное, запрокинутое и опрокинутое. Этому характеру структур отвечают условные поверхности эрозионного среза (см. рис. 42). Очевидно, что подобные процессы надвигания по границам биклиналей могут приводить к их развороту (до 90° и более) от первичного положения и к сложным деформациям совозрастных вулканитов вулканомиктовых и терригенных фаций, первично располагающихся на значительном удалении от соответствующих биклиналей. При подобном стиле перемещений и достаточно глубоком эрозионном срезе выявление симметричных крыльев структур (при принятии их трактовки в качестве синклиналей и антиклиналей) практически невозможно. Развернутые, "вздыбленные" биклинали, граничащие по надвигам, определяют

общее моноклинальное строение зон, подобных Тагильской, а современные эрозионные срезы, вскрывающие почти по нормали к напластованию вулканические сооружения, дают весьма ограниченную информацию для обнаружения возрастных аналогов соответствующих вулканогенных образований.

Асимметрично-зональное строение эвгеосинклинального пространства, обусловленное последовательным становлением структурно-формационных зон различных режимов развития, господство биклинальных синвулканических структурных форм, резкие перепады по латерали мощностей вулканогенных пород со сменой фаций вносят принципиальные изменения в представления об условиях возникновения геоструктур, традиционно выделяемых в качестве эвгеосинклинальных прогибов. Таким образом, ставшие обычными представления об огромных мощностях эвгеосинклинального заполнения довольно далеки от реальности, поскольку являются следствием "укладки по вертикали" мощностей разновозрастных вулканогенных образований, которые в действительности не столько налегают друг на друга, сколько прилегают. При этом на участках налегания мощности всех более молодых отложений весьма существенно сокращены. Очевидно, что реальная внутренняя структура эвгеосинклинальных зон, характер распределения мощностей отложений по латерали имеют существенные теоретические и прикладные следствия.

В качестве главных групп процессов, приводящих к рудонакоплению в геосинклинально-складчатых системах, выделяются следующие.

1. Процессы "колчеданного стиля", связанные с рециклинговыми (конвективно-циркуляционными) системами и выражающиеся в вулканогенно-осадочном накоплении руд. Источники энергии – глубинные тепловые потоки либо тепловой фронт конкретных магматических тел; источники вещества – породы, в которых формируются и развиваются конвекционные ячеи; транспортирующие агенты – вовлеченные в циркуляцию и активизированные морские либо океанические воды; области рудонакопления – субмаринные депрессионные структуры синвулканической либо конседиментационной природы. Этой модели отвечают месторождения колчеданного семейства, железо-марганцевые и марганцевые в вулканогенных толщах.

2. Процессы "порфирового" (гранитоидного) стиля, сопровождающие становление гранитоидных магматических тел и выражающиеся в гидротермальном и гидротермально-метасоматическом накоплении руд в интрузив-надынтрузивных зонах. Источники энергии – гранитоидные интрузивы; источники вещества – магматические расплавы и породы их рамы; транспортирующие агенты – магматические флюиды и воды пород интрузивной рамы, вовлеченные в циркуляцию вблизи магматических тел; области рудоотложения – трещинные системы интрузив-надынтрузивных зон. Этой модели отвечают медно-,

молибден-медно-, медно-молибденпорфировые и штокверковые месторождения, грейзеновые и альбититовые месторождения.

3. Процессы гидрогенного стиля, сопровождающие накопление и литификацию осадочных образований и выражающиеся в возникновении осадочно-диагенетических руд. Источники энергии – силы гравитации; источники вещества – породы областей фильтрации подземных вод; транспортирующие агенты – элизионные воды; области рудонакопления – физико-химические барьеры в зонах фациальных переходов. Этой модели отвечают месторождения медистых песчаников и сланцев, свинцово-цинковые в карбонатных толщах, возможно, марганцевые месторождения в обломочных и карбонатных отложениях.

Для первых друх групп процессов существенное значение имеет состав субстрата рудоносных формаций, который получает отражение в геохимических характеристиках руд и металлогенической специализации плутоногенных образований.

Проявления рудообразующих процессов той или иной группы прямо зависят от режима развития отдельных участков геосинклинально-складчатых систем – от соответствующих палеотектонических и геодинамических обстановок. Так, процессы колчеданного стиля определяют главные черты металлогении внутренних зон островных дуг. Процессы порфирового стиля проявляются в барьерных зонах и господствуют на всех периодах становления вулкано-плутонических поясов. Гидрогенный стиль рудообразования характерен для окраинных бассейнов. Иными словами, латеральная формационная зональность геосинклинально-складчатых систем определяет и соответствующее распределение в пространстве рудообразующих процессов различных типов, включая и их продукты.

Миграция всего ряда структурно-формационных зон геосинклинально-складчатых поясов, показанная выше, приводит к тому, что вновь возникающие зоны островных дуг занимают место ранее существовавших фронтальных прогибов, а на ранее возникшие островодужные комплексы накладываются вулкано-плутонические пояса, формирующиеся в орогенно-активизационном режиме. Вулкано-плутонические пояса, мигрирующие за островодужными зонами в виде своеобразного шлейфа, как бы нивелируют автономность предшествующих по времени геоструктур.

Миграция всех элементов геосинклинально-складчатых систем в пространстве с повторением во времени палеотектонически и формационно однотипных зон имеет значительные металлогенические следствия. Первое следствие заключается в повторяемости процессов и продуктов рудообразования, присущих соответствующим геологическим формациям (рис. 43). Второе следствие – появление руд и месторождений, возникших за счет скарнирования и регенерации ранее образованных рудных скоплений. Подобные процессы проявляются с особой интенсив-

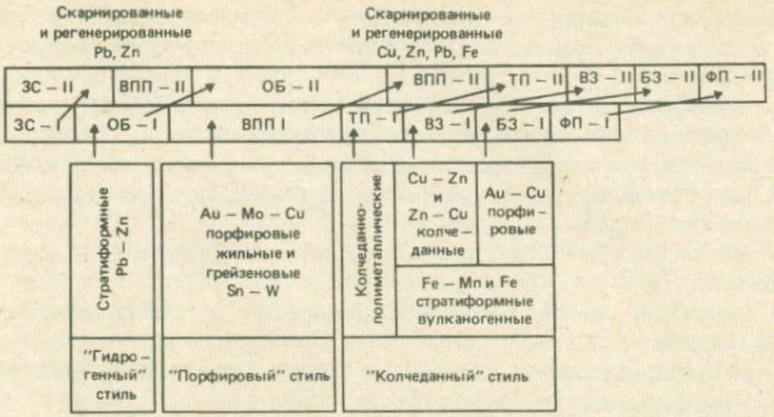


Рис. 43. Принципиальная схема латеральной геодинамической, формационной и металлогенической зональности окраинно-континентальных геосинклинально-складчатых поясов:

ЗС – зоны стабилизации, ОБ – окраинные бассейны, ВПП – вулкано-плутонические пояса, ТП – тыльные прогибы, ВЗ – внутренние зоны островных дуг, БЗ – барьерные зоны, ФП - фронтальные прогибы.

I, II – этапы развития: I – ранний, II – поздний

ностью при наложении вулкано-плутонических поясов на зоны с продуктами рудообразующих процессов колчеданного и гидрогенного стилей. В то же время не исключается, что при таких наложениях магматизм вулкано-плутонических поясов может сопровождаться рассеиванием либо даже уничтожением ранее возникших рудных скоплений.

Главные прикладные следствия выявления латерально-временной формационной и металлогенической зональности и установления господства тех или иных типов рудообразующих процессов в определенных зонах заключаются в следующих возможностях:

прогноз металлогенических зон и рудных районов, находящихся в скрытом и перекрытом залегании, – по установленному закономерному их размещению в соответствующих структурно-формационных и металлогенических рядах;

оценка металлогенического потенциала зон и блоков на основе формационной принадлежности слагающих их комплексов и эквивалентных им рудообразующих процессов с соответствующими продуктами;

прогноз более молодых месторождений в удаленных зонах по наличию более древних в краевых зонах;

локализация прогноза месторождений главных геолого-промышленных типов на основе известных закономерностей их размещения в определенных геологических формациях;

прогноз стратиформных составляющих на месторождениях, испы-

тавших скарнирование и регенерацию, – по проявлениям продуктов двух последних процессов в определенных структурно-формационных обстановках.

Эти общие положения в значительной мере учтены при характеристике металлогении геосинклинально-складчатых систем.

В геосинклинально-складчатых системах различного типа в качестве главных геотектонических элементов, различающихся по металлогеническим характеристикам, выделяются:

эвгеосинклинали (базальтофильные геосинклинали, по В.И. Смирнову);

миогеосинклинали, близкие гранитофильным геосинклиналям, по В.И. Смирнову;

регенерированные геосинклинали с эвгеосинклинальным либо миогеосинклинальным режимом развития;

сланцевые геосинклинали (терригенные эвгеосинклинали, по Г.А. Твалчрелидзе) со слабым проявлением базальтоидного вулканизма;

орогенно-активизационные вулкано-плутонические пояса.

Различия в металлогении геосинклинально-складчатых систем определяется их типом, что отражается в наборе образующих их элементов и характере заполнения; полнотой (неполнотой) развития, фиксируемой по интенсивности проявления соответствующих стадий тектоно-магматических циклов. В зависимости от специфики геосинклинально-складчатых систем, в соответствующих их элементах может быть проявлена лишь одна либо одна-две из стадий с соответствующей металлогенией. Обстановки, отвечающие типичной эвгеосинклинали, могут быть сопряжены в пространстве с миогеосинклинальными условиями, а также с орогенно-активизационными режимами вулкано-плутонических поясов. Наличие в геосинклинально-складчатых системах вертикально-латеральных рядов геологических формаций отражает миграцию геосинклинального режима и, соответственно, рудообразующих процессов, получающих во времени и пространстве различное вещественное выражение.

Базальтофильные геосинклинали (эвгеосинклинали) обычно концентрируют продукты доорогенных металлогенических процессов, связанных с раннегеосинклинальными геологическими формациями базитового профиля (инициальный магматизм). В качестве эталона базальтофильных геосинклиналей издавна рассматривается Уральская, на базе изучения которой сформированы главные положения доорогенной металлогении (рис. 44).

С раннегеосинклинальными вулканогенными формациями – базальт-риолитовой и базальт-андезит-дацит-риолитовой – постоянно ассоциируют медно-колчеданные и медно-цинково-колчеданные (соответственно) месторождения. В завершение этой стадии на переходе к сред-

негеосинклинальной обстановке формируются марганцевые, железо-марганцевые и железорудные осадочно-вулканогенные месторождения.

Месторождения, ассоциирующие с плутоногенными раннегеосинклинальными формациями, которые предваряют и частично сопровождают вулканизм этой стадии, характеризуются большей пестротой. Среди них ведущая роль принадлежит магматическим месторождениям титаномагнетитовых, медно-железо-ванадиевых, хромитовых руд в базитовых и базит-гипербазитовых формациях. В некоторых эвгеосинклиналях в завершение инициального магматизма возникают золото-меднопорфировые месторождения, приуроченные к массивам габбро-диорит-кварцево-диоритовой формации.

Наиболее типичными представителями средних стадий служат скарново-магнетитовые месторождения, локализованные в андезитовых и андезит-базальтовых вулканогенных формациях, при ассоциации с интрузивами гранодиоритового и диоритового состава.

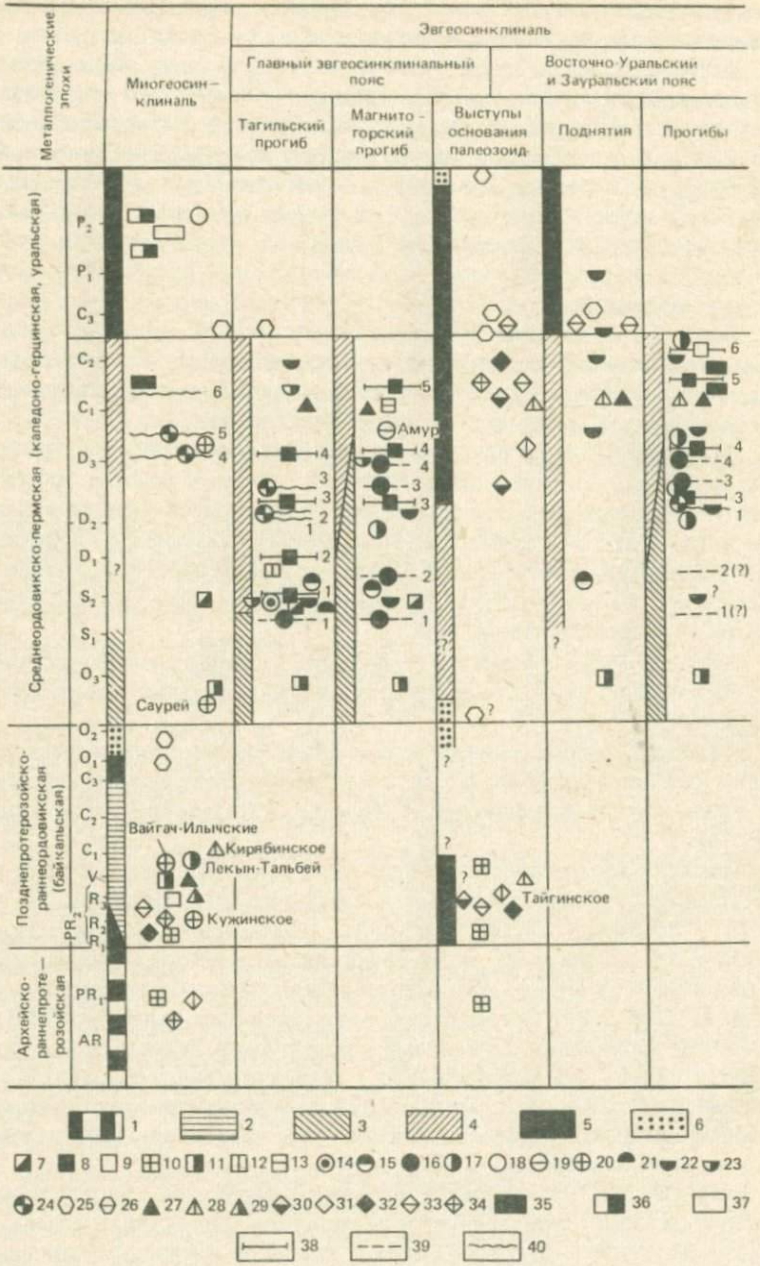
За пределами собственно эвгеосинклинальных прогибов, на площадях срединных массивов либо вблизи их границ в режиме орогенного развития появляются жильные месторождения золото-кварцевой формации и пегматиты с рудами олова и вольфрама, связанные с гранитоидными формациями. В локальных прогибах предорогенного и орогенного режима могут возникать стратиформные месторождения медных и цинковых руд в осадочных формациях.

Основная масса продуктов рудогенеза и наибольшая интенсивность рудообразующих процессов приходится на ранние стадии развития эвгеосинклиналей.

Уральская металлогеническая провинция служит эталоном эвгеосинклинальной металлогении. Итоги многолетних исследований металлогении Урала обобщены в работе К.К. Золоева, М.С. Рапопорта, Б.А. Попова и др. [4].

Архейско-протерозойские металлогенические процессы связаны с существованием геосинклинальных и платформенных режимов. Их продукты и продукты метаморфогенного рудообразования представлены железистыми кварцитами, метаморфогенными месторождениями граната, силлиманита и золота. Для позднепротерозойского-раннеордовикского цикла характерно преобладание миогеосинклинальных условий при локальном проявлении вулканизма и плутонизма. Рудообразование этого цикла связано преимущественно с седиментогенными и метаморфогенными процессами, которые привели к возникновению месторождений сидерита, магнезита, полиметаллических руд, кварцитов, графита, кианита, андалузита и силлиманита (см. рис. 4).

Главный для Урала среднеордовикско-пермский, сопоставимый с герцинским цикл характеризуется господством эвгеосинклинальных режимов, прерывисто мигрировавших с запада на восток. Это привело к одновременному существованию зон с различным режимом и повторе-


Металлогенические эпохи
Миогеосинклиналь
Эвгеосинклиналь
Главный эвгеосинклинальный пояс
Восточно-Уральский и Зауральский пояс
Тагильский прогиб
Магнитогорский прогиб
Выступы основания палеозоид
Поднятия
Прогибы
Среднеордовикско-пермская (каледоно-герцинская, уральская)
Позднепротерозойско-раннеордовикская (байкальская)
Архейско-раннепротерозойская
Саурей
Амур
Вайгач-Илычские
Кирябинское
Лекын-Тальбей
Кужинское
Тайгинское

нию во времени в доорогенных пространственно разобщенных зонах однотипных рядов рудных формаций.

Для ранних стадий развития частных эвгеосинклиналей Урала обычно проявление следующих рядов основных формаций (от ранних к поздним): хромитовая, титаномагнетитовая, колчеданного семейства, железо-марганцевая, меднопорфировая эвгеосинклинальная, скарновая меднорудная. На поздних стадиях получают развитие такие ряды формаций: медно-железо-титано-ванадиевая, скарново-магнетитовая, хризотил-асбестовая, стратиформная полиметаллическая, бокситовая, золото-полисульфидно-кварцевая.

На орогенной стадии, сопровождающейся формированием вулканоплутонических поясов и проявленной с максимальной активностью в пределах устойчивых поднятий, возникают существенно иные формации: скарново-магнетитовая, меднопорфировая, антофиллит-асбесто-

---

Рис. 44. Металлогенические эпохи и главнейшие рудные формации Уральского складчатого пояса. *По К.К. Золоеву и др.* [4]:
1–6 – стадии (этапы) металлогенических эпох: *1* – протогеосинклинальная, *2* – доорогенная, *3* – доорогенная раннегеосинклинальная, *4* – доорогенная позднегеосинклинальная, *5* – орогенная, *6* – активизации; *7–37* – рудные формации: *7* – титаномагнетитовая, *8* – скарново-магнетитовая; *9* – сидеритовая, *10* – железистых кварцитов, *11* – хромитовая, *12* – гаусманит-родохрозитовая, *13* – марганцево-кремнисто-карбонатная, *14* – медно-титаномагнетитовая, *15* – медно-кобальтовая, *16* – колчеданная, *17* – меднопорфировая, *18* – медистых песчаников, *19* – полиметаллическая, *20* – барит-полиметаллическая, *21* – платиновая, *22* – золото-сульфидно-кварцевая, *23* – золото-полиметаллическая, *24* – бокситовая, *25* – редкометальные и редкоземельные, *26* – шеелитовая и молибденит-шеелитовая скарновая, *27* – хризотил-асбестовая, *28* – тальковая и тальк-карбонатная, *29* – магнезитовая, *30* – антофиллит-асбестовая, *31* – кианитовая, андалузитовая, силлиманитовая, *32* – графитовая, *33* – мусковитовая, *34* – кварцитовая, гранитовая метаморфогенная, *35* – каменноугольная (лимнических углей), *36* – каменноугольная (паралических углей), *37* – калийных солей; *38–40* – главные уровни оруденения и их номера: *38* – скарново-магнетитовых месторождений: 1 – лудловский (северо-рудничная группа, Покровское, Полярноуральское и другие месторождения), 2 – жединский (тагило-кувшинский), 3 – позднеэйфельский (песчано-ауэрбаховский; Песчанское на Северном Урале, Круглогорское на Южном Урале), *4* – средне-позднедевонский (теченский; Теченское и Краснокаменское на Южном Урале, Петрокаменская группа на Среднем Урале и др.), 5 – позднетурнейско-серпуховский (магнитогорский), 6 – серпуховско-башкирский (Соколовско-Сарбаевская группа); *39* – медно-колчеданных месторождений: 1 – лландоверийский (блявинско-красноуральско-левихинский; Летнее в Мугоджарах, Бурибайское, Майское, Блявинское на Южном Урале; Левихинское, Красноуральское и другие на Среднем Урале и рудопроявления и мелкие месторождения на Приполярном и Полярном Урале), 2 – позднесилурийско-раннедевонский (макан-бурибаевский; Юбилейное), 3 – позднеэйфельско-раннеживетский (гайско-верхнеуральский); 4 – позднеживетский (улутауский; Касаргинское, Сухоложское и другие рудопроявления); *40* – бокситовых месторождений: 1 – раннеэйфельский (субровский), 2 – позднеэйфельский (богословский), 3 – фиветский (устькальинский), 4 – раннефранский (пашийский), 5 – позднефранский (орловский), 6 – ранневизейский

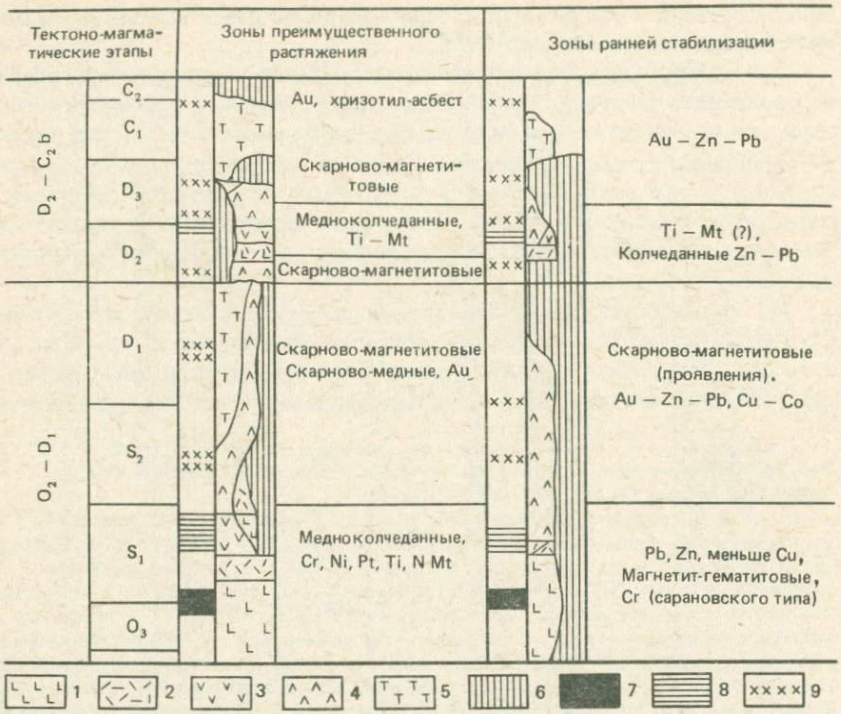


Рис. 45. Схема эволюции магматизма и доорогенной металлогении Среднего и Южного Урала. *По К.К. Золоеву и др.* [4]:

1–5 – вулканические формации: *1* – базальтовая, *2* – базальт-плагиолипаритовая, *3* – непрерывная порфировая (базальт-андезит-дацит-липаритовая), *4* – базальт-андезит-базальтовая, *5* – базальт-трахитовая, трахибазальт-андезитовая и другие трахитсодержащие аналоги; *6* – перерывы вулканизма и периоды осадконакопления; *7* – альпинотипные гипербазиты дунит-гарцбургитовой формации; *8* – дунит-клинопироксенитовые и габбровые ассоциации; *9* – гранитоиды (реже габбро) базальтоидного типа

вая, тальковая и тальк-карбонатная, мусковитовых пегматитов, шеелитовая и шеелит-молибденитовая, золото-полисульфидно-кварцевая.

Названные ряды формаций приведены в варианте максимального набора по однотипным зонам. Конкретные зоны могут различаться как по полноте рядов, так и по последовательности формаций в рядах (рис. 45).

Урал, как и другие геосинклинально-складчатые системы с господствующим эвгеосинклинальным режимом развития, обладает ярко выраженным зонально-поясным строением, получающим отражение в металлогенической зональности. С запада на восток выделяются: Центрально-Уральское поднятие с древней (доордовикской) металлогенией; Тагальский эвгеосинклинальный прогиб с каледоно-герцинской металлоге-

нией; зоны Восточно-Тагильского и Западно-Магнитогорского поднятий с интенсивным проявлением герцинской позднегеосинклинальной и орогенной металлогении; Магнитогорский эвгеосинклинальный прогиб с господством герцинских ранне- и позднегеосинклинальных металлогенических процессов; Восточно-Уральское поднятие, образованное блоками ранней консолидации и разделяющими их узкими эвгеосинклинальными рвами, с пестрой эвгеосинклинальной и орогенной металлогенией; Зауральский (Урало-Тобольский) орогенно-активизационный пояс с позднегерцинскими продуктами рудогенеза. Каждая из названных тектонических единиц состоит из групп структурно-формационных зон, обладающих различными металлогеническими характеристиками, что выражается в разных сочетаниях рудных формаций.

В качестве типичной гранитофильной геосинклинали В.И. Смирнов выделяет Верхоянскую. Этот тип геосинклиналей характеризуется интенсивным накоплением терригенного материала на ранних стадиях и чрезвычайно широким проявлением гранитоидного магматизма на средних и поздних стадиях. Вероятно, к этому типу, кроме миогеосинклиналей с гранитоидным магматизмом, могут принадлежать и сланцевые геосинклинали, вовлекавшиеся в определенных условиях в процессы формирования гранитоидов.

Металлогения данных стадий подобных геосинклиналей сравнительно бедна. В терригенных отложениях некоторых сланцевых геосинклиналей выявлены колчеданно-полиметаллические и цинково-медно-колчеданные месторождения, близкие по времени возникновения проявлениям вулканизма низкой интенсивности. В углисто-терригенных и карбонатно-углисто-терригенных толщах (черносланцевых) известны месторождения золото-сульфидно-кварцевой и золото-мышьяковисто-кварцевой формации, которые интерпретируются как метаморфогенно-гидротермальные при возможной связи с более поздними гранитоидами.

Наиболее интенсивные процессы рудообразования приурочены к поздней стадии – ко времени формирования интрузивов гранитоидных формаций. С ними связаны жильные золоторудные, пегматитовые и грейзеновые месторождения руд олова, вольфрама и молибдена.

Во вторичногеосинклинальных прогибах могут существовать узкие рвы с типичным эвгеосинклинальным развитием, соседствующие с активизируемыми относительно стабильными поднятиями. В то же время, режим, сходный с эвгеосинклинальным, но обладающий рядом специфических черт, может при регенерации геосинклинальных условий охватывать значительные площади. Подобные геоструктуры Д.И. Горжевским на примере Рудного Алтая выделены в эвгеоантиклинали. Основные черты их металлогении определяются широким развитием колчеданно-полиметаллических месторождений, ассоциирующих во времени и пространстве с осадочно-вулканогенными формациями. Ограниченным развитием пользуются железо-марганцевые осадочно-вулканогенные мес-

торождения и золото-полисульфидно-кварцевые, связанные с гранитоидами.

Вторичные геосинклинали с господством терригенных отложений при угнетенном вулканизме несут цинково-колчеданные, баритовые, марганцевые и железорудные месторождения, находящиеся в вертикально-латеральных сопряженных рядах. В некоторых вторичных геосинклиналях с преобладающим карбонатным заполнением возникают стратиформные свинцово-цинковые месторождения, которые в случае проявления гранитоидного магматизма приобретают облик скарновых.

Орогенно-активизационные вулкано-плутонические пояса по режиму формирования близки поздним стадиям геосинклиналей, но обладают относительной самостоятельностью, будучи заложенными на субстрате различного возраста и состава.

Вулкано-плутонические пояса характеризуются наибольшей пестротой рудообразующих процессов.

В таких геоструктурах располагаются скарновые месторождения железных и полиметаллических руд. Весьма широко распространены молибден-, медно-молибден- и молибден-меднопорфировые месторождения значительных масштабов. На более поздних отрезках развития поясов формируются скарновые, пегматитовые и грейзеновые месторождения руд олова, вольфрама и молибдена. В тесной ассоциации с вулканитами умеренно кислого состава и сопровождающими их субвулкническими фациями находятся так называемые эпитермальные золото-серебряные месторождения.

Характерная особенность вулкано-плутонических поясов – зависимость состава магматитов и продуктов рудогенеза от состава пород основания и глубины его залегания. В пределах поясов наиболее ярко выражены связи процессов рудообразования с вулкано-плутоническими ассоциациями и принадлежность некоторых объектов к рудно-магматическим системам значительного вертикального размаха.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПЛАТФОРМ

Металлогения платформ определяется обстановками, существовавшими в периоды становления комплексов, которые образуют фундамент платформ и его выступы, и обстановками формирования платформенного чехла. Существенное влияние на металлогению платформ оказывают процессы тектоно-магматической активизации, охватывающие как фундамент, так и чехол, и сопровождающиеся специфическим рудогенезом.

Фундамент платформ и его выступы (щиты и кристаллические массивы) характеризуются обстановками, отражающими специфику развития земной коры в архее и протерозое. Эти обстановки, как уже отмечалось, отвечают древнейшим гранитогнейсовым ядрам, зеленокаменным

поясам, протогеосинклиналям, чехлам протоплатформ, включая эпикратонные прогибы, и зонам протоактивизации.

Для гранитогнейсовых ядер определяющее металлогеническое значение имеют процессы метаморфогенного рудообразования. Явления метаморфизма древнейших толщ весьма разнообразны по характеру и интенсивности и включают региональный метаморфизм высоких ступеней, интенсивный метасоматоз и ультраметаморфизм – до возникновения вторичных расплавов и парапегматитов.

В качестве главных продуктов рудогенеза в гранитогнейсовых комплексах щитов и кристаллических массивов выделяются следующие:

рутил-кианитовые и андалузитовые месторождения в кристаллических сланцах и гнейсах;

магнетитовые, людвигит-магнетитовые и флогопитовые скарноподобные образования в карбонатных толщах и метаседиментах;

парапегматиты (редкоземельные, мусковитовые, полевошпатовые).

Зеленокаменные пояса представляют собой древнейшие линейные прогибы с вулканогенным заполнением, располагающиеся между гранитогнейсовыми выступами. Эти пояса обладают сходством с эвгеосинклиналями фанерозоя, но отличаются от них по основным формационным и металлогеническим характеристикам.

Зеленокаменные пояса сформированы на гранитогнейсовом либо тоналитовом основании и сложены главным образом продуктами мантийных выплавок – базальт-коматиитовыми сериями. Толеитовые базальты обычно открывают разрезы поясов и сменяются коматиитовыми ассоциациями, образованными эффузивными и интрузивными фациями ультраосновного состава. Толеиты и коматииты могут чередоваться в разрезах. В некоторых поясах присутствуют вулканиты умеренно кислого и кислого состава, сменяющие во времени толеитовые базальтоиды и ультрабазиты. Подчиненным развитием пользуются вулканогенно-осадочные образования. В части поясов известны массивы натриевых гранитоидов.

Металлогенический облик зеленокаменных поясов определяют следующие продукты рудогенеза:

медно-никелевые и никелевые месторождения в расслоенных эффузивных и интрузивных фациях ультраосновного состава;

серноколчеданные (пиритовые, пирротиновые, магнетит-пирротиновые) руды, ассоциирующие с толеитовыми базальтами и кислыми вулканитами и обычно локализованные в осадочных пачках;

цинково-медноколчеданные руды, приуроченные к вулканитам умеренно кислого и кислого состава и залегающие в верхах разрезов дифференцированных вулканогенных формаций;

железистые кварциты в вулканогенно-осадочных и осадочных отложениях, завершающих вулканогенные (базит-гипербазитовые) части разрезов зеленокаменных поясов.

Сингенетичность указанных продуктов рудогенеза соответствующим геологическим формациям определяет наличие временных металлогенических рядов, соответствующих приведенной выше последовательности месторождений и определяющих металлогеническую зональность – первично вертикальную, а в дислоцированных поясах – горизонтальную. Метаморфизм различной интенсивности, обычно проявленный в зеленокаменных поясах, приводит к существенному изменению как форм и состава рудных тел, так и характера их соотношений с вмещающими породами. Вместе с тем, во многих поясах интенсивность метаморфизма не столь высока и месторождения существенно не отличаются от однотипных продуктов более поздних металлогенических эпох.

Специфическими объектами зеленокаменных поясов являются золоторудные жильные и штокверковые месторождения в метаморфизованных вулканитах основного состава. Эти объекты относят к метаморфогенно-гидротермальным; в некоторых случаях они пространственно связаны с натриевыми гранитоидами, завершающими формирование зеленокаменных поясов.

Протогеосинклинали – долгоживущие мобильные зоны, которые располагаются между выступами гранитогнейсовых комплексов, обладают чертами общности как с зеленокаменными поясами архея, так и с геосинклиналями фанерозоя, но в то же время харктеризуются рядом специфических черт. Некоторые исследователи не проводят различий между протогеосинклиналями и более ранними зеленокаменными поясами.

Протогеосинклинали представляют собой либо перикратонные мобильные зоны, либо внутриконтинентальные рифтогенные прогибы. Протогеосинклинали могут иметь как вулканогенное, так и вулканогенно-осадочное заполнение, что определяет специфику их металлогении.

Протогеосинклинальные прогибы характеризуются следующими продуктами рудогенеза:

серноколчеданными, цинково-медно-колчеданными и медно-цинково-колчеданными месторождениями в дифференцированных вулканогенных формациях натровой серии базальтоидного магматизма;

колчеданно-полиметаллическими месторождениями в терригенных и терригенно-карбонатных толщах, содержащих в резко подчиненном количестве вулканогенные образования;

титановыми и титаномагнетитовыми рудами в габбро-анортозитовых комплексах;

хромитовыми рудами в дунит-гарцбургитовых массивах;

железистыми кварцитами, урановосными железистыми кварцитами и марганецсодержащими железистыми кварцитами, залегающими в кремнистых отложениях верхних частей вулканогенных разрезов либо среди метаседиментов;

сидеритовыми и гематитовыми рудами в терригенно-карбонатных отложениях;

золоторудными месторождениями метаморфогенно-гидротермального происхождения в черносланцевых толщах.

Протоплатформенные чехлы отвечают наиболее ранним длительным периодам существования относительно стабильных областей земной коры, сопровождавшимся мощными процессами седиментогенеза. В пределах протоплатформенных чехлов выделяются зоны интракратонных и перикратонных впадин с существенно повышенными мощностями отложений. Перикратонные впадины могут примыкать к миогеосинклинальным зонам протогеосинклиналей при наличии между теми и другими постепенных переходов.

Металлогения протоплатформенных чехлов характеризуется ведущей ролью седиментогенных рудообразующих процессов, среди продуктов которых наиболее значительны следующие:

золотоносные урансодержащие конгломераты в мощных терригенных отложениях перикратонных прогибов;

медистые песчаники (с кобальтом, иногда с цинком и свинцом) в осадочных толщах краевых частей перикратонных и интракратонных прогибов;

золото-урановые и уран-ванадиевые месторождения в черносланцевых толщах;

титаноносные терригенные толщи (древние россыпи).

Зоны протоактивизации соответствуют тем частям земной коры, в которых после консолидации геоструктур, включая становление протоплатформенных чехлов, в конце архея – среднем протерозое проявились принципиально иные тектоно-магматические процессы со специфической металлогенией.

В.И. Казанский выделяет четыре типа зон протоактивизации: тектоно-плутонический, тектоно-вулканический, тектоно-метаморфический и тектоно-метасоматический. Следует отметить, что природа зон тектоно-вулканической протоактивизации остается дискуссионной. Эти зоны, представленные прогибами с интенсивным базальтоидным вулканизмом, сопровождающимся базит-гипербазитовыми интрузивами, имеют рифтогенное происхождение, но по ряду характеристик отличаются как от зеленокаменных поясов, так и от протогеосинклиналей. Названные типы зон протоактивизации различаются по продуктам рудогенеза, среди которых наиболее важны следующие:

месторождения медно-никелевых руд, платиноидов, титаномагнетитовых руд и хромитов в крупных расслоенных базитовых и гипербазитовых комплексах, характерных для зон тектоно-плутонической активизации;

карбонатитовые месторождения с железом, апатитом, медью, флого-

питом, редкими металлами и редкоземельными элементами в связи с ультраосновными-щелочными комплексами;

жильные месторождения "пятиэлементной" формации;

пегматитовые и грейзеновые с оловом и вольфрамом в связи с гранитоидами;

месторождения медно-никелевых руд в расслоенных базит-гипербазитовых массивах, ассоциирующих с вулканитами зон тектоно-вулканической активизации;

месторождения самородной меди (так называемая "медно-цеолитовая" формация) в базальтоидах зон вулкано-тектонической активизации;

серноколчеданные (пирит, пирротин) руды в осадочных пачках среди вулканитов зон тектоно-вулканической протоактивизации;

щелочные метасоматиты с редкоземельной минерализацией в зонах тектоно-метасоматической протоактивизации.

В зонах тектоно-метаморфической протоактивизации рудогенез обеспечивается преобразованием и перегруппировкой ранее возникших скоплений рудного вещества. Не исключено, что с процессами протоактивизации следует связывать возникновение метаморфогенно-гидротермальных месторождений, находящихся в рассмотренных выше металлогенических обстановках.

Металлогения чехлов неактивизированных платформ определяется седиментогенными процессами, вызывающими как образование новых скоплений рудного вещества, так и перераспределение его ранее возникших концентраций с накоплением в новых обстановках.

Ведущее значение среди продуктов рудогенеза в платформенных чехлах имеют следующие:

стратиформные месторождения меди (иногда с цинком и свинцом) в пестроцветных терригенных формациях краевых частей эпиплатформенных прогибов;

стратиформные месторождения свинца и цинка в карбонатных толщах на границах палеопрогибов с палеоподнятиями;

осадочные месторождения железа и марганца в терригенных, реже терригенно-карбонатных формациях окраинных частей перикратонных и интракратонных мелководных прогибов;

урановые и уран-ванадиевые месторождения в обломочных отложениях;

ванадиеносные углистые отложения;

остаточные месторождения железа, никеля и кобальта, бокситов в корах выветривания;

осадочные месторождения бокситов – переотложенные коры выветривания;

древние и современные россыпные месторождения золота, платины, алмазов, ильменита, циркона, монацита, хромитов.

Металлогения платформенных зон активизации. Процессы активизации платформенных структур не обнаруживают, как правило, отчетливо выраженной зависимости от режима развития геоструктур обрамления и носят автономный характер. Активизация обычно проявляется многоступенчато, в несколько временных интервалов и может охватывать любые элементы платформ (табл. 27).

Таблица 27

Главные типы структурно-металлогенических (металлогенических) зон и площадей минерализации на платформах.
По А.И. Семенову, Ю.Г. Старицкому и Е.Т. Шаталову [20]

Типы структурно-металлогенических зон и площадей минерализации	Металлогенические провинции			
	Щелочно-фемический тип		Амагматический тип	
	Тунгусский подтип	Якутский подтип	Московский подтип	Западно-Сибирский подтип
Магматических кобальт-медно-никелевых с платиноидами месторождений, связанных с дифференцированными интрузиями трапповой формации (интрузии повышенной магнезиальности и серности) и приуроченных к перикратонным областям	++++	–	–	–
Гидротермальных железорудных, свинцово-цинковых, иногда графитовых месторождений, связанных с дифференцированными интрузиями трапповой формации (интрузии повышенной железистости или щелочности) и приуроченных к зонам разломов на окраинах крупных тектонических структур	++++	–	–	–
Гидротермальных низкотемпературных месторождений исландского шпата, барита, целестина, связанных с трапповой формацией (эффузивной фацией)	++++	++	–	–
Магматических и гидротермальных апатитовых, нефелиновых, железо-титановых, титановых, редкометалльных, редкоземельных, флогопитовых месторождений, нередко в карбонатитах, связанных с центральными интрузиями щелочно-ультраосновной формации	–	++++	–	–

Продолжение табл. 27

Типы структурно-металлогенических зон и площадей минерализации	Металлогенические провинции			
	Щелочно-фемический тип		Амагматический тип	
	Тунгусский подтип	Якутский подтип	Московский подтип	Западно-Сибирский подтип
Магматических месторождений алмазов, связанных с кимберлитовой субформацией щелочно-ультраосновной формации	++	++++	–	–
Осадочных и остаточных месторождений бокситов, связанных с формацией кор выветривания (в том числе переотложенных)	++	–	++	++++
Осадочных месторождений железа и марганца, связанных с терригенными, реже терригенно-карбонатными формациями	++	–	++	++++
Остаточных месторождений железа, связанных с формацией кор выветривания (преимущественно железистых кварцитов)	–	–	–	–
Осадочных месторождений фосфоритов, связанных с терригенно-карбонатной и песчанистой терригенной формацией	++	–	++	++++
Осадочных месторождений меди, свинца, цинка, связанных с формациями пестроцветной, дельтовой, терригенно-карбонатной и карбонатной	++	–	++++	–
Месторождений золота, платины, ильменита, циркона, монацита, алмазов, связанных с четвертичными и ископаемыми россыпями	–	–	–	++++

Примечание. Знаком "++++" указаны главные типы зон, определяющие металлогенический облик провинций; знаком "++" – менее характерные типы зон.

По представлениям Ю.Г. Старицкого, на ранних периодах активизации на периферии платформ формировались прогибы с интенсивным трапповым вулкано-плутонизмом. Эти прогибы сходны с зонами текто-

но-вулканической протоактивизации, по В.И. Казанскому, и характеризуются следующими продуктами рудогенеза:

сульфидными медно-никелевыми (с кобальтом и платиноидами) месторождениями в расслоенных интрузивах трапповой вулкано-плутонической ассоциации;

железорудными магномагнетитовыми месторождениями, связываемыми с трапповым магматизмом;

метаморфическими месторождениями графита на контактах интрузивов с угленосными толщами;

месторождениями самородной меди ("медно-цеолитовая" формация) в вулканогенных образованиях;

низкотемпературными месторождениями исландского шпата, барита и целестина в траппах;

проявлениями жильной свинцово-цинковой минерализации в связи с интрузивными составляющими трапповой вулкано-плутонической ассоциации.

К поздним периодам активизации, которые не зависят от ранних и могут проявляться самостоятельно, принадлежат зоны тектоно-магматической активизации с развитием щелочно-ультраосновных интрузивных комплексов, иногда с сопутствующим вулканизмом. В подобных зонах ведущее значение имеют следующие продукты рудообразующих процессов:

карбонатитовые месторождения перовскит-титаномагнетитовых, апатит-магнетитовых, апатит-нефелиновых руд, флогопита, редких металлов и редкоземельных элементов в щелочно-ультраосновных интрузивах центрального типа;

месторождения алмазов в кимберлитовых и лампроитовых трубках и дайках.

Эти объекты имеют магматогенную природу, контролируются разломами грубокого заложения и не обнаруживают отчетливо выраженной зависимости от состава и строения верхних частей активизированных платформенных структур.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Металлогеническая периодизация истории земной коры эквивалентна геолого-исторической периодизации. В качестве основных единиц выделяют три металлогенических периода (группы металлогенических эпох): архейский, протерозойский и фанерозойский. Специфика металлогении этих периодов и их более дробное расчленение рассмотрены в работах В.И. Смирнова [24, 27] и других исследователей.

Архейский период пока не поддается разделению на этапы и стадии. Этот период характеризуется преобладаением двух металлогенических обстановок, которые отвечают древнейшим гранитогнейсовым ядрам и

специфическим геоструктурам – древним зеленокаменным поясам, возможно, представляющим собой прообразы эвгеосинклиналей фанерозоя.

В гранитогнейсовых ядрах ведущая роль принадлежит метаморфогенному рудообразованию, включая продукты ультраметаморфизма. В зеленокаменных поясах, характеризующихся широким набором базальтоидных плутоногенных и вулканогенных формаций, преобладают ассоциирующие с ними магматогенные и вулканогенные месторождения хромитов, титаномагнетитовых, сульфидных медно-никелевых, колчеданных руд и железистых кварцитов. Ведущая роль принадлежит плутоногенным (собственно магматическим) и вулканогенным рудообразующим процессам.

Протерозойский период разделяется на ранний, средний и поздний этапы. В рамках протерозойских геоструктур установлено четыре типа металлогенических обстановок, которые соответствуют гранитогнейсовому основанию, протогеосинклиналям с эвгеосинклинальным и миогеосинклинальным режимами, чехлам протоплатформ, зонам протоактивизации.

Гранитогнейсовые комплексы и эвгеосинклинали протерозоя по ведущим рудообразующим процессам и их продуктам близки соответствующим металлогеническим обстановкам архея. Существенное значение имеют чехлы протоплатформ, которые содержат уран- и золотоносные конгломераты, черносланцевые толщи с уран-золотыми рудами сложного генезиса, метаморфизованные осадочно-диагенетические месторождения меди, свинца и цинка.

Специфическим металлогеническим профилем обладают зоны протоактивизации, в пределах которых располагаются уникальные расслоенные базитовые массивы с крупными магматогенными месторождениями железа, титана, хрома, платиноидов, никеля и меди, а также метасоматические редкометалльные месторождения.

Фанерозойский период отчетливо разделяется на рифейский (байкальский), каледонский, герцинский, киммерийский и альпийский этапы, каждый из которых включает раннюю, среднюю, позднюю и платформенную стадии.

В.И. Смирнов для фанерозоя выделяет 18 металлогенических компонентов (пространственно-временных металлогенических категорий): основание платформ с метаморфогенными месторождениями; чехол молодых платформ, включая эпикратонные прогибы, с продуктами седиментогенного рудообразования; зоны активизации; пять типов обстановок геосинклинально-складчатой металлогении, отвечающие пяти этапам с тремя стадиями в каждом, что составляет 15 металлогенических компонентов.

С фанерозойского периода проявляются геологическая и, соответственно, металлогеническая цикличность; металлогеническая зональность, выражающаяся в поясно-зональном размещении месторождений

в геосинклинально-складчатых системах; гранитоидный магматизм с сопутствующим ему широким спектром продуктов рудогенеза.

История металлогенического развития для каждой из 18 пространственно-временных категорий устанавливается при анализе смены во времени геологических формаций и ассоциирующих с ними продуктов рудогенеза. Подобные задачи решаются, как правило, в приложении к тем или иным геоструктурам в рамках региональной металлогении.

При ярко проявленной смене металлогенических обстановок в истории Земли для всех периодов и их отрезков устанавливается однотипность продуктов рудогенеза, связанных с мантийным базальтоидным магматизмом. От архея до кайнозоя плутогенные формации этого магматизма обладают сходными металлогеническими характеристиками: гипербазиты несут хромитовое оруденение, базит-гипербазитовые интрузивы – сульфидные медно-никелевые руды; базитовые – титаномагнетитовые руды. С вулканогенными формациями ассоциируют месторождения медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических руд.

Эта специфика металлогении, отражающая, по В.И. Смирнову, ее консервативность, имеет лишь качественное выражение, поскольку количественно, начиная с фанерозоя, она начинает подавляться процессами рудогенеза, связанными с гранитоидным магматизмом.

Важно подчеркнуть, что процессы формирования земной коры в архее и особенно в протерозое с его мощными толщами осадочных образований обеспечили возникновение коровых источников вещества, а также возможность вовлечения в процессы рудогенеза погребенных, морских и метеорных вод.

Гранитоидный магматизм фанерозоя определяет появление широкого набора месторождений, принадлежащих к гидротермальным по механизму накопления вещества. Подобные месторождения концентрируют в себе руды широкого спектра металлов, не накапливавшихся в столь значительных масштабах на ранних периодах развития Земли.

Смены металлогенических обстановок и, соответственно, преобладающих рудообразующих процессов в конечном итоге имеют своим следствием изменения в концентрировании рудообразующих компонентов в месторождения и распределение месторождений во времени (рис. 46).

Общие закономерности распределения месторождений, рудообразующих процессов и запасов металлов во времени анализировались многими исследователями, работы которых позволили установить специфику металлогении различных отрезков геологической истории и пространственно-временных категорий.

Металлогения архея определяется накоплением железа (п, в)*, тита-

---

* Здесь и далее в скобках указаны группы рудообразующих процессов: п – плутоногенные, в – вулканогенные, с – седиментогенные, м – метаморфогенные.

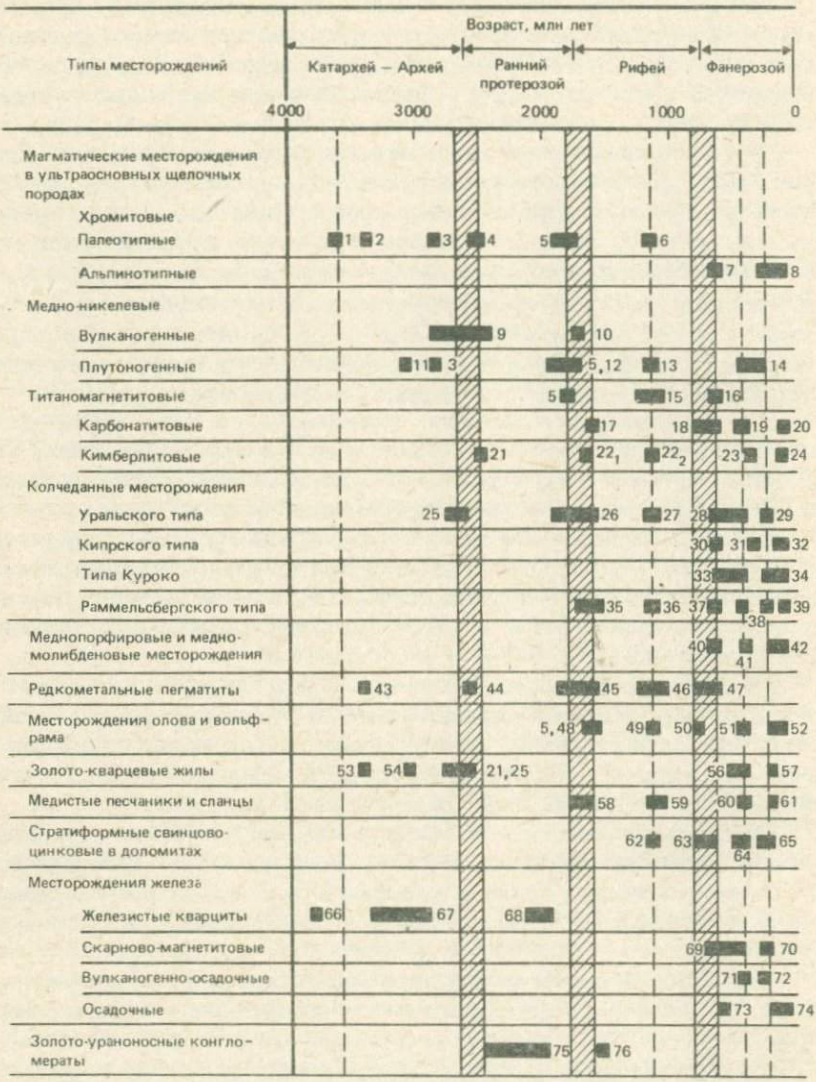


Рис. 46. Схема распределения во времени некоторых главных рудных месторождений мира. *По Г.А. Твалчрелидзе* [*30*].
Заштрихованы границы между главными металлогеническими этапами; пунктиром указаны дополнительные кульминации эндогенной активности; черным показаны периоды рудообразования

на (п), хрома (п), никеля и меди (п), редких металлов и редких земель (п, м). Ведущее значение имеют железорудные, сульфидные медно-никелевые и редкоземельные месторождения.

Для протерозоя характерен более широкий набор элементов, существенная роль седиментогенного рудообразования, уменьшение значения метаморфогенного рудонакопления и проявление специфического метасоматического рудогенеза в зонах протоактивизации. Протерозойский рудогенез обусловил накопление железа, железа и марганца – таконитов, итабиритов, джеспилитов (в, с), железа и титана (п), хрома (п), меди и никеля (п), платиноидов (п), меди, свинца и цинка (в), урана и золота (с), урана (с), меди (с), олова, вольфрама и бериллия (п, м), золота (п, м). Главная роль принадлежит железорудным, хромитовым, сульфидным медно-никелевым, золоторудным с ураном в конгломератах, полиметаллическим, меднорудным и урановым месторождениям.

Фанерозойский рудогенез по специфике проявления отчетливо разделяется на обстановки геосинклинально-складчатых систем пяти циклов формирования и на обстановки платформенного развития.

Геосинклинально-складчатые системы рифейского цикла во многом продолжают металлогению позднего протерозоя. Здесь также накапливаются железо (в), железо и титан (п), медь (с), медь, свинец и цинк (в), золото (п, м); более широко развиты олово, вольфрам и бериллий (п, м), появляются тантало-ниобиевые руды (п). Специфику рудогенеза геосинклинально-складчатых систем каледонского цикла определяет незавершенность геосинклинального развития и растянутость во времени (с умеренным распространением) орогенных процессов. Основные металлы каледонид: железо, титан и ванадий (п), медь, свинец и цинк (в), железо (в), молибден (п), медь и молибден (п), серебро (п, в), сурьма и ртуть (п, м), олово, вольфрам, бериллий и литий (п). В каледонском цикле в значительном масштабе начинают проявляться те черты металлогении, которые определяют специфику металлогении всего фанерозоя. По существу с начала фанерозоя появляются объекты, принадлежащие к металлогеническим формациям типов (РВФ=РНФ) + РГФ; РВФ + РГФ.

Металлогения геосинклинально-складчатых систем герцинид наиболее разнообразна как по рудообразующим процессам, так и по их продуктам. Среди последних ведущая роль принадлежит хрому (п), платиноидам (п), железу, титану и ванадию (п), железу (в), марганцу (в), меди, свинцу и цинку (в), золоту (п), молибдену и меди (п), золоту и мышьяку (п), урану (п), олову (п), вольфраму (п), бериллию (п), литию (п), ртути (п), меди (с), свинцу, цинку и серебру (с), урану и ванадию (с).

Киммерийский рудогенез в геосинклинально-складчатых областях по характеру процессов и их продуктам во многом сходен с герцинским. Главные металлы киммерид: молибден (п), молибден и медь (п), медь,

свинец и цинк (в), медь (с), олово (п), вольфрам (п), золото и серебро (п, в), ртуть (п, в), сурьма (п, в), мышьяк (п, в).

Продукты альпийского рудогенеза представлены молибденом и медью (п), железом (в, с), железом и марганцем (в, с), свинцом, цинком и серебром (с), оловом и вольфрамом (п), золотом и серебром (п, в), висмутом и кобальтом (п).

Платформенные режимы фанерозоя отличаются по своей металлогении от геосинклинально-складчатых систем. Рудообразующие процессы на платформах связаны как со становлением их чехлов, так и с активизацией, охватывающей кристаллическое основание (включая щиты) и чехлы. Главные продукты фанерозойского платформенного рудогенеза: медь, никель, кобальт и платиноиды (п), железо (п), кобальт-никель-серебро-уран (п), фосфор (п), ниобий, тантал и цирконий (п), редкие земли (п), алмазы (п), медь, свинец и цинк (с), свинец и цинк (с), железо и марганец (с).

Глава IV

ПРИКЛАДНЫЕ МЕТОДЫ СПЕЦИАЛЬНОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ

ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Металлогенический анализ, включающий в качестве главного элемента металлогеническое районирование территорий, имеет своей целью выявление закономерностей размещения продуктов рудогенеза в пространстве и во времени для последующего прогноза – предсказания металлоносных площадей разного ранга. Ведущее направление металлогенического анализа один из основоположников металлогении де Лоне в 1913 г. определял как сравнение металлогенических и тектонических типов территорий и установление на этой основе законов. По мнению А.Д. Щеглова [32], главная закономерность распределения месторождений в пространстве и во времени, имеющая значение геологического закона, выражается в установленной в планетарном масштабе приуроченности определенных продуктов рудогенеза к определенным геоструктурам. Поскольку геотектонические структуры характеризуются устойчивыми сочетаниями определенных геологических формаций, отмеченные связи отражают реально существующие зависимости между геологическими и рудными формациями, выраженные в разных типах металлогенических формаций.

При металлогеническом анализе используют следующие принципиальные положения, рассмотренные в работах многих исследователей [6, 8, 10, 12, 15, 17, 30 и др.].

Ведущее значение имеет принцип историко-формационного анализа. Металлогенические, геологические и рудные формации в конкретном выражении зависят от геотектонического режима развития земной коры, менявшегося в различных ее частях на разных временных отрезках геологической истории. Установление ассоциаций между рудными и геологическими формациями и выявление природы таких ассоциаций с определением типов металлогенических формаций и их места в геологической истории, вытекающие из принципа историко-формационного анализа, составляют существо металлогенического анализа и основной его метод.

Принцип последовательного приближения при металлогеническом анализе и прогнозе отражает вхождение металлогенических категорий низшего ранга в высшие и возможность предсказания новых металлоносных площадей в рамках данной более крупной территории, установленной при металлогеническом анализе.

Принцип выявления металлогенических факторов определяет положение пространственных категорий разных рангов, условия и время их возникновения.

Принцип прогноза новых типов (для данной территории) месторождений либо принципиально новых источников минерального сырья базируется на аналогиях с хорошо изученными площадями, общеметаллогенических построениях, расшифровке природы и закономерностей проявления рудообразующих процессов.

Формирование металлогении тех или иных площадей и их современного облика определяется комплексом следующих факторов: геотектоническим типом развития; возрастом; полнотой проявления того или иного режима; характером, набором и масштабами распространения геологических формаций; глубиной эрозионного среза; палеоклиматическими условиями.

Характер, набор и масштабы проявления тех или иных геологических формаций надежно фиксируют соответствующие геотектонические обстановки с определенными группами и типами месторождений. Поскольку геологические формации представляют собой доступные для картирования и изучения объекты, то их установление с выделением рудоносных и потенциально рудоносных обеспечивает решение одной из основных задач металлогенического анализа в соответствии с историко-формационным принципом.

Факторы, определяющие региональные металлогенические закономерности, являются факторами высшего ранга, определяющими закономерности появления в геологической истории тех или иных геологических формаций. Очевидно, что подобные факторы имеют геотектоническую природу и могут выявляться на базе комплекса геолого-геолизических, тектонических и историко-геологических исследований. Такие комплексы обеспечивают установление наборов факторов, определяю-

щих положение во времени и пространстве металлогенических формаций, и, соответственно, металлоносных площадей на уровне зон, подзон, реже районов.

Факторы иного ранга определяют закономерности размещения месторождений данной рудной формации (либо группы формаций) в соответствующей геологической формации (либо в группе). Для концентрации продуктов рудообразующих процессов в тех или иных частях пространства ведущее значение имеют литолого-фациальные, стратиграфические, магматические, структурные, метаморфические, геохимические, палеогидрогеологические факторы. Роль каждого из этих факторов и их сочетаний зависит от специфики обстановок рудогенеза.

Выявление закономерностей размещения месторождений в пределах ограниченных участков земной коры, сопоставимых с площадями развития отдаленных геологических формаций либо их частей, – задача металлогении рудных районов, одного из наиболее важного в прикладном отношении раздела металлогении, выделенного и разработанного Е.Т. Шаталовым и Р.М. Константиновым.

Закономерное распределение в пространстве продуктов рудогенеза отражает металлогеническая зональность. В зависимости от ориентировки вектора зональности выделяют ее вертикальный и латеральный типы. Вертикальная зональность может быть однонаправленной (прямой и обратной) и двусторонненаправленной (симметричной и асимметричной). Латеральную зональность по характеру рисунка разделяют на асимметричную, двустороннесимметричную и концентрическую с разной выраженностью симметрии.

Масштаб зональности определяется рангом анализируемых металлогенических категорий. В наиболее общем случае зональность выявляется из анализа распределения в пространстве месторождений разной формационной принадлежности. В соответствии с этим может быть установлено зональное размещение месторождений в рудных районах, зонах, провинциях, поясах, т.е. их металлогеническая зональность.

Закономерности пространственного размещения месторождений проявляются также и на фоне закономерного распределения соответствующих геологических формаций. Отсюда следует возможность установления зональности иного ранга – на уровне металлогенических формаций, т.е. зонального распределения рудных районов определенного металлогенического профиля в зонах, провинциях, поясах. Очевидно, что зональность такого характера может быть установлена и по закономерному размещению любой из пространственных категорий металлогении в пределах более высоких: зон в провинциях, зон в поясах и т.п.

Зональность отмеченных рангов имеет существенное значение для металлогенического анализа и базирующихся на нем прогнозных построений.

Для поисковых и разведочных целей важно выявить зональность рас-

пределения продуктов рудоотложения в пределах месторождений, групп рудных тел и отдельных рудных тел. Зональность этого ранга соответствует зональности оруденения, возникающей в рамках того или иного этапа минерализации (рудообразования) и отражающей изменения условия рудоотложения в сравнительно ограниченном пространстве рудоносных либо рудовмещающих формаций.

Зональность в распределении металлогенических формаций зависит от их типов, определяемых, как отмечалось, различной ролью геологических формаций и разными их сочетаниями.

Наиболее простой вариант зональности определяется сочетанием разновременных металлогенических формаций типов РВФ = РНФ, РВФ = = РНФ = РГФ. Расположение таких формаций на разных уровнях геологического (структурно-формационного) пространства отвечает наличию временных рядов рудных формаций и месторождений.

Очевидно, что подобная вертикальная зональность вследствие весьма значительного вертикального размаха не может быть установлена наблюдением в конкретных разрезах металлогенических зон, провинций и поясов. Она строится из сопоставления металлогении сопряженных участков земной коры, выведенных пострудными тектоническими движениями на различные уровни вскрытия эрозионным срезом.

В рассматриваемой ситуации латеральная металлогеническая зональность может быть следствием различных по своей природе процессов, из которых ведущее значение имеют следующие:

отражение вертикальной зональности при изменении ориентировки ее вектора вследствие деформаций доскладчатых рудоносных формаций либо при вскрытии эрозионным срезом различных структурно-формационных уровней единых временных рядов рудных формаций;

синхронное либо близодновременное возникновение пространственно разобщенных металлогенических формаций разного профиля при автономном развитии сопряженных зон;

разновременное становление различных (реже однотипных) металлогенических формаций в разных частях геотектонически единого пространства.

Для металлогенических формаций типа РВФ + РГФ и РВФ + (РВФ = = РНФ = РГФ) характер зональности определяется особенностями пространственного распределения активных элементов таких сочетаний, т.е. геологических формаций, выступающих в роли РГФ. Последние, как правило, принадлежат к плутоногенным образованиям, возникающим на нескольких временных отрезках на разных уровнях геологического пространства.

В рамках одной металлогенической формации рассматриваемых типов могут быть проявлены вертикальная и латеральная зональности в размещении месторождений различных минералого-геохимических типов.

Сравнительно простому случаю зональности более высокого ранга соответствует латеральная зональность, обусловленная пространственной разобщенностью разновременных (либо близодновременных) формаций типа РГФ, имеющих различный состав и продуцирующих рудные формации разного состава.

Более сложные варианты зональности могут возникать при развитии металлогенических формаций типа (РВФ = РНФ) + РОФ и (РВФ = РНФ) + + (РОФ = РГФ). Пространственное размещение каждого отдельно взятого элемента приведенных сочетаний, как правило, подчиняется независимым закономерностям.

На фоне вертикальных и латеральных рядов геологических формаций типа РВФ = РНФ продуцирующие оруденение формации (РОФ, РОФ = = РГФ) могут формировать собственные временные ряды, обычно имеющие латеральное выражение. Перекрытие тех и других рядов определяет господствующий латеральный тип зональности.

Для рассмотренных металлогенических формаций – РВФ = РНФ и РВФ = РНФ = РГФ; РВФ + РГФ; (РВФ = РНФ) + РОФ и (РВФ = РНФ) + + (РОФ = РГФ) – выделенные типы региональной металлогенической зональности отвечают моногенному ее происхождению, т.е. проявлению в разных частях геологического пространства металлогенических формаций с собственными процессами рудонакопления, не совмещенными с предшествующими.

При полигенном проявлении рудообразующих процессов в рамках одного и того же геологического пространства ранние формации типа РВФ = РНФ и РВФ = РНФ = РГФ, обладающие собственной металлогенией, могут выступать в качестве РВФ для продуктов рудогенеза, связанных с более поздними РГФ.

Иными словами, полигенная зональность может отражать совмещение в пространстве рудоносных осадочных, вулканогенных либо метаморфогенных формаций с более поздними плутоногенными формациями, обеспечивающими рудогенез вне плутонитов; совмещению друг с другом разновозрастных плутогенных формаций с собственными этапами рудогенеза и соответствующими рудными формациями разных глубин и условий становления.

Вертикальная зональность в таких обстановках может определяться разными глубинами становления разновременных и разнотипных месторождений и рудных формаций. Латеральная зональность при этом выступает как отражение вертикальной, либо определяется факторами, контролирующими распределение поздних формаций и сопряженных с ними продуктов рудогенеза. Следует отметить, что при многоэтапности рудогенеза в сравнительно небольшом геологическом пространстве зональное распределение может быть и не проявлено.

Полихронность рудообразующих процессов в рамках сравнительно ограниченных пространственных категорий имеет своим следствием воз-

никновение зон и районов с комплексной металлогенией. В подобных зонных и районах возможно преобразование ранее возникших руд под воздействием последующих металлогенических процессов вплоть до перераспределения рудного вещества и его регенерации с участием в становлении более поздних рудных формаций. При таких условиях могут проявляться сложные сочетания вертикальной и латеральной зональностей, не всегда доступные для расшифровки. Наиболее сложное и труднорасшифровываемое выражение имеет зональность в рудномагматических системах, которые объединяют разные минералого-геохимические типы руд, находящиеся в разных частях геологического пространства, но обладающие генетической общностью при принадлежности к одному этапу минералообразования, связанному с тем или иным магматическим телом либо геологической формацией.

Цель металлогенического районирования – выделение пространственных категорий металлогении различных рангов для установления закономерностей их распределения в геологическом пространстве, являющихся основой прогнозных (прогнозно-металлогенических) построений.

При региональных металлогенических исследованиях и комплексном металлогеническом анализе применяют два различных, но взаимосвязанных и дополняющих друг друга подхода. Первый подход базируется на изучении истории геологического развития регионов и выделении металлогенических единиц по геолого-историческим и тектоническим признакам с привязкой металлогенических процессов и продуктов рудогенеза к тем или иным отрезкам тектоно-магматических циклов. Соответственно, металлогеническое районирование опирается преимущественно на тектоническое районирование. Второй подход – формационный – опирается на связи между продуктами рудогенеза и определенными геологическими формациями (либо их сочетаниями), отраженные в металлогенических формациях разных типов.

Общая последовательность работ по выделению рудоносных площадей разного ранга отвечает ряду: планетарные пояса – металлогенические пояса – металлогенические провинции – металлогенические зоны – рудные районы – рудные поля. Каждой из этих категорий соответствуют те или иные формационные множества, основными единицами которых являются геологические и металлогенические (рудные и метасоматические) формации.

Ограничение в геологическом пространстве соответствующих формаций и их множеств эквивалентно установлению площадей и границ соответствующих пространственных категорий металлогении и обеспечивает проведение металлогенического районирования территорий, детальность которого определяется масштабами выделяемых рудоносных площадей.

Такой подход к районированию реализуется относительно просто в тех случаях, когда на исследуемой территории развиты металлогенчес-

кие формации типов РВФ = РНФ и РВФ = РНФ = РГФ, т.е. в случаях пространственной общности геологических и рудных формаций. В подобных ситуациях выделение формационных границ решает задачу определения металлогенических границ и, соответственно, металлогенического районирования. Для металлогенических формаций типа РВФ + РГФ требуется оконтуривание границ рудогенерирующей геологической формации.

При металлогеническом районировании территорий с развитием металлогенических формаций типов (РВФ = РНФ) + РОФ и (РВФ = РНФ) + + (РОФ = РГФ) требуется установление формационных границ каждого из элементов названных сочетаний. При прочих равных условиях пространственные категории металлогении выделяются как площади совмещения обоих элементов. Металлогенические границы при этом могут совпадать с контурами развития формаций типа РОФ и РОФ = РГФ внутри формаций РВФ = РНФ.

Более сложны для районирования территории, где формации типа РГФ лишь частично вскрыты эрозионным срезом. Вследствие этого их ареалы могут не поддаваться надежному оконтуриванию, тогда как площади распространения соответствующих рудных формаций, находящихся на более высоких гипсометрических уровнях, определяются с достаточной достоверностью. В подобных случаях допустимо определять границы металлогенических единиц по сочетанию признаков – распространенности РГФ и месторождений соответствующих рудных формаций. Следовательно, формационные границы, определяемые положением РГФ, могут не совпадать с металлогеническими границами, устанавливаемыми по распространению рудных формаций, которые локализованы на данных гипсометрических уровнях.

Наконец, применительно к рудным формациям, связи которых с геологическими формациями остаются неустановленными, металлогенические границы должны определяться по размещению представителей соответствующих рудных формаций (месторождений и рудопроявлений). Поскольку в любой провинции та или иная вероятность обнаружения новых объектов на глубине сохраняется при любом уровне опоискованности, положение металлогенических границ в рассматриваемых обстановках определяется состоянием изученности территории и может уточняться с развитием геологоразведочных работ.

Формационное направление в металлогеническом районировании и прогнозных исследованиях широко развивается сравнительно недавно, однако практика поисков, реализовавшая в ряде провинций СССР прогнозы, разработанные на формационной основе, подтвердила перспективность и эффективность применения и дальнейшей разработки этого направления.

Содержание рудно-формационного анализа для прогнозно-металлоге-

нических построений определяется целенаправленной последовательностью систематизации исходной информации:

установление ведущих характеристик скоплений рудного вещества – минеральный и элементный составы с оценкой количественных соотношений основных рудообразующих элементов;

выявление главных показателей рудовмещающих формаций (фациальный состав с количественным соотношением фаций, химический состав с учетом соотношений определенных породообразующих элементов);

анализ зависимостей между формационными характеристиками рудных скоплений и среды с выявлением возможного постоянства появлений определенных продуктов рудогенеза в однотипных геотектонических обстановках;

конкретизация роли рудовмещающих формаций с оценкой их принадлежности к рудоносным либо к относительно пассивным рудовмещающим и с определением возможных рудогенерирующих и рудообразующих формаций;

обоснование принадлежности ассоциации определенных рудных формаций и геологических формаций (либо их сочетаний) к тому или иному типу металлогенических формаций.

Подобный анализ позволяет решать главные задачи прогнозных исследований – по геологическим формациям и их сочетаниям устанавливать площади возможного развития соответствующих рудных формаций.

Принципиальные подходы к районированию с выделением металлогенических зон и подзон на основе роли геологических формаций с учетом различных типов металлогенических формаций, отражающих соответствующие рудообразующие процессы (рис. 47). Границы зон и подзон, для формаций типа РВФ = РНФ и РНФ = РНФ = РГФ совпадают с их контурами. Для секущих формаций РВФ = РГФ ограничения металлогенических зон и подзон соответствуют в первом приближении ареалам РГФ, но учитывают и реальное распространение месторождений данной металлогенической формации.

Более сложная ситуация имеет место в тех случаях, когда формация типа РНФ = РВФ с собственными месторождениями пересекается формацией типа РОФ, становление которой вызывает перераспределение вещества формации РНФ = РВФ с возникновением унаследованных месторождений, родственных по первичному накоплению рудного вещества с ранее возникшими объектами (см. рис. 47, зона I). Соответствующая РОФ металлогеническая подзона оконтуривается как ареал такой формации внутри РНФ = РВФ.

При наложении на формацию типа РНФ = РВФ формации типа РОФ = = РГФ, становление которой не только вызывает перегруппировку рудных скоплений зоны I_1 но и сопровождается дополнительным привносом вещества, предшествующая металлогения наследуется лишь частич-

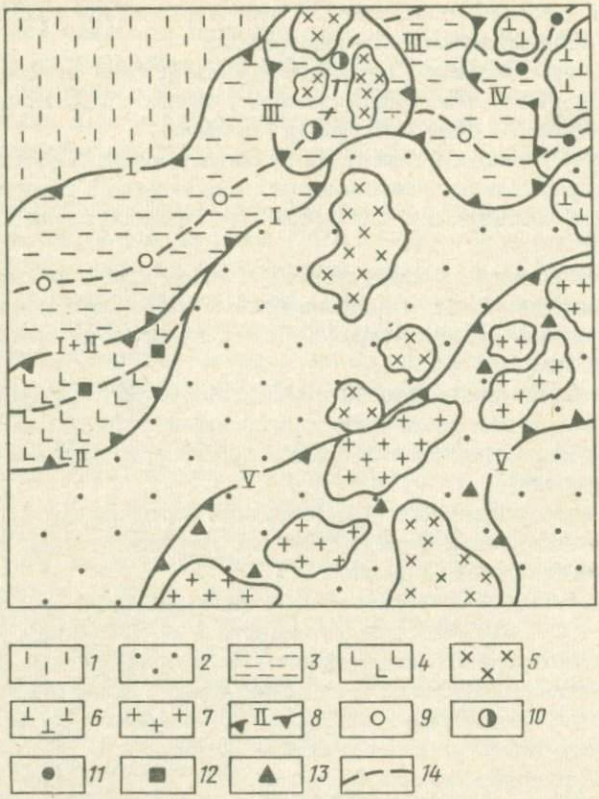


Рис. 47. Принципиальная схема металлогенического районирования на основе роли геологических формаций в рудогенезе:
1–2 – рудовмещающие геологические формации (РВФ) различного состава и возраста; *3* – рудовмещающая и рудоносная геологическая формация (РВФ-РНФ); *4* – геологическая формация, одновременно выступающая в роли рудоносной, рудовмещающей и рудогенерирующей (РНФ-РФВ-РГФ); *5* – рудообразующая геологическая формация (РОФ); *6* – геологическая формация, выступающая одновременно в роли рудообразующей и рудогенерирующей (РОФ-РГФ); *7* – рудогенерирующая геологическая формация (РГФ); *8* – границы металлогенических зон и подзон (цифрами указана временная последовательность возникновения); *9–13* – рудные месторождения различных металлогенических формаций: *9* – РНФ-РВФ, *10* – (РНФ-РВФ)+РОФ, *11* – (РНФ-РВФ) + (РОФ-РГФ); *12* – РНФ-РВФ-РГФ, *13* – РВФ + РГФ; *14* – рудоконтролирующие уровни в разрезах формаций

но. Контуры подзоны IV в этом случае проводятся в соответствии с ареалом развития формации типа РОФ = РГФ с учетом позиции месторождений, ассоциирующих с нею.

Рассмотренный пример наследования металлогенической специализа-

ции самых ранних формаций последующими представляет лишь наиболее простой случай металлогенического развития районов с комплексами рудных формаций. Не исключается, что "пестрота" металлогении подобных районов связана с многократной перегруппировкой рудного вещества и усложнением состава последовательно возникавших продуктов рудонакопления за счет дополнительного привноса рудообразующих компонентов в процессе многоступенчатого становления как отдельных формаций, так и их групп. Высказанная в свое время А.И. Тугариновым идея о круговороте рудного вещества, постоянного его вовлечения в геологические процессы, как представляется, пока еще не получила необходимой разработки, хотя именно этими явлениями может быть объяснена комплексная металлогения некоторых рудных районов, появление "смешанных" рудных формаций и руд с "запрещенными" сочетаниями геохимических характеристик.

Геологическая служба США с 1974 г. ведет систематическую полистную оценку потенциала рудоносности и прогнозных ресурсов на основе составления специализированных карт масштаба 1:250 000. При составлении таких карт исходные данные систематизируются и обобщаются на топографических и геологических основах масштаба 1:62 500. Комплекты карт масштаба 1:250 000, используемые для оценки рудоносности и построения итоговой карты, строго не регламентированы, а определяются металлогенической специализацией соответствующих регионов, уровнем их изученности и доступностью необходимых данных. В состав комплекта обычно входят следующие карты: геологическая, полезных ископаемых (месторождений и рудопроявлений разделяемых на геолого-промышленные типы), геофизические (гравиметрические, аэромагнитометрические и др.), геохимические (с широкими вариациями нагрузки в зависимости от использованных методов и материала опробования). Такие комплекты могут дополняться картами анализа линеаментов, картами размещения зон окисления, составляемыми по космоаэрофотоматериалам, картами петрохимических характеристик пород и другими специализированными графическими материалами.

При построении итоговых карт пока не использовались специализированные фациально-формационные основы, хотя в самой методологии оценок учитываются связи между геологическими и рудными формациями, отражаемые в описательных моделях месторождений и их признаках (табл. 28).

Дж. Хэррисон с соавторами в 1986 г. отмечал, что основу оценок составляют модели месторождений, формируемые по наблюдаемым характеристикам обстановок их нахождения. В число таких характеристик, используемых в качестве факторов и критериев оценок, входят следующие: литология и фации, структурные элементы, проявления минерализации, геохимические (данные опробования донных осадков, различных фракций шлихов, почв и коренных пород), геофизические (гра-

Таблица 28

Признаки, использованные для оценки рудоносности при составлении прогнозной карты масштаба 1:250 000 по типам месторождений.
По материалам Дж. Хэррисона с соавторами (1986 г.)

Признаки	Типы месторождений			
	колчеданно-полиметаллические (типа Салливан)	вольфрам-молибденовые штокверковые	эпитермальные серебряные	мезотермальные жильные полиметаллические
Геологические:				
литологические	+	+	+	+
структурные	–	–	–	+
Геохимические:				
донные осадки	+	–	+	+
концентраты	–	+	–	+
породы	+	–	–	–
Геофизические:				
аэромагнитные	–	+	+	+
гравиметрические	–	+	+	+
магнитотеллурические	+	+	–	+
Наличие проявлений минерализации (индикаторов перспективных участков)	–	+	+	+
Пересечения линеаментов	+	–	–	–

виметрия, магнитометрия, электроразведка), дистанционные (линеаменты, их пересечения и т.п.).

Каждой из характеристик присваиваются числовые веса, значения которых колеблются в широких пределах – от отрицательных до положительных. Возможное соответствие того или иного участка оценивается с помощью матриц, в которых по вертикальной оси отложены значения суммы весов признаков, а по горизонтальной – число групп признаков (обычно 3–4). Вероятность соответствия участка обстановке нахождения месторождений определяется в зависимости от значений сумм весов признаков и их числа. Так, например, при максимальной сумме весов, равной 10, и четырех группах признаков принимаются следующие категории: при 4 группах и сумме признаков, равной 10, – высоко диагностируемая; при сумме от 8 до 9 и числе групп от 3 до 4 – умеренно диагностируемая; при сумме от 5 до 7 и числе групп от 2 до 4 – слабо диагностируемая. В области более низких значений весов – вероятность определяется как предполагаемая (высокой, средней и низкой степени). При отрицательных значениях суммы весов признаков участок относится к категории неблагоприятных для выявления месторождений.

Различные по диагностируемости категории участков выделяются на итоговых картах цветовой отмывкой. Количественная оценка перспектив рудоносности, выражаемая в величине неоткрытых ресурсов, насколько известно автору, проводится на уровнях порядка запасов руды, реже металла, с учетом добычи за прошлые годы по данному типу месторождений в изучаемом регионе, известных запасов и установленных ресурсов на каждом конкретном объекте.

Изложенные принципиальные подходы детализируются далее на примере некоторых типов рудных месторождений по листу Уэллэс (Монтана и Айдахо) по материалам Дж. Хэррисона и др.

При оценке перспектив обнаружения стратиформных серебросодержащих месторождений меди на площади листа Уэллэс Дж. Хэррисон с соавторами в 1986 г. использовали широкий комплекс признаков, основанных на обстановках нахождения известных объектов. В группе геологических признаков для различных потенциально рудоносных протерозойских формаций выделены следующие: наличие белых кварцитов с косой слоистостью (+4), переслаивание различных кварцитов (+3), чередование пурпурных и зеленых аргиллитов и алевролитов (+2), породы основания разрезов формаций (+1), мощные толщи перекрывающих пород в эрозионных срезах (0), темноцветные отложения любого состава, строматолитовые зоны в карбонатных породах (–1), карбонатные отложения (–2). К числу геохимических признаков отнесены аномалии, установленные при опробовании донных осадков: меди и серебра (+3), меди или серебра в ассоциации с другими элементами (+2), меди или серебра (+1), отсутствие меди и серебра (0), аномалии меди с серебром, свинцом и цинком (либо без них) в ассоциации с молибденом и висмутом (–1). Проявления рудной минерализации классифицированы следующим образом: наличие более одного месторождения (+4), наличие более одного рудопроявления (+3), наличие видимой сульфидной минерализации с содержанием меди более 100 г/т и следами серебра на мощность более 10 см (+2), то же, но вне рудоносных горизонтов (+1), отсутствие минерализации (0). На листе выделены участки с умеренными перспективами, фактически соответствующие толщам с известным оруденением и оцененные суммой весов признаков от 9 до 11 при числе их групп от 3 до 4. Участки слабоперспективные в большинстве случаев находятся на продолжении известных рудоносных толщ либо выше (ниже) их по разрезу.

Теми же исследователями при оценке перспектив выявления эпитермальных месторождений серебра использованы следующие признаки: экструзивные центры (+1), положительные аэромагнитные аномалии; совпадающие с отрицательными гравиметрическими (+1); аномалии цинка или серебра в ассоциации с медью либо свинцом (либо без них) в донных осадках (+1); более одного промышленного месторождения (+2); более одного рудопроявления (+1). В результате оценки в качестве пер-

Таблица 29

Результаты оценки невыявленных ресурсов на площади Сильвер Сити.
По материалам Д. Рихтера и др. (1986 г.)

Металлы	Суммарная добыча, т	Запасы, т	Установленные ресурсы, т	Оценка невыявленных ресурсов, т
Золото	26	200	$n \cdot 10^2$	$n \cdot 10$
Серебро	1300	1000	$n \cdot 10^3$	$n \cdot 10^3$
Медь	4450000	8200000	$8 \cdot 10^6$	$n \cdot 10^6$
Свинец	140000	–	$n \cdot 10^4$	–
Цинк	1000000	–	$n \cdot 10^5$	–
Железные руды	7100000	–	$n \cdot 10^7$	$n \cdot 10^8$
Железомарганцевые руды	2100000	10000000	$n \cdot 10^6$	$n \cdot 10^6$

спективных выделены лишь участки, непосредственно прилегающие к известным месторождениям.

При оценке перспектив обнаружения штокверковых молибден-вольфрамовых объектов за эталон принято месторождение Лайвер Пик, приуроченное к штоку кварцевых монцонит-порфиров с абсолютным возрастом 40–50 млн лет, который прорывает метаседименты среднего протерозоя. Руды образованы молибденитом, развитым в штокверковой сети прожилков, и шеелитом, приуроченным к скарнированным вмещающим породам. В небольшом количестве присутствуют пирит, халькопирит, галенит, флюорит. Породы штока охвачены окварцеванием, калишпатизацией и аргиллизацией. Для пород интрузивной рамы характерно развитие тремолита.

При оценке перспектив выявления подобных объектов в геологической группе признаков учтены следующие: наличие кварцевых монцонит-порфиров (+2), гранитов или гранодиоритов (+1), сиенитов и основных пород (0). Геохимические аномалии, установленные при опробовании немагнитной фракции шлифов, классифицированы в качестве признаков следующим образом: аномалии Mo, W, Bi (+3), аномалии любых двух из этих элементов (+2), аномалии Sn и любого из трех элементов (+1), аномалии лишь одного элемента (0). В геофизической группе использованы следующие признаки: высокоамплитудная положительная магнитная аномалия в сочетании с отрицательной гравиметрической (+3), умеренная магнитная аномалия (+2), сочетания слабоположительной магнитной и отрицательной гравиметрической аномалий (+1). По космофотоаэрогеологическим данным выделены пересечения линеаментов двух направлений (+1) и зоны линеаментов (0).

По сочетаниям этих признаков в качестве наиболее перспективных выделены участки, где сумма весов при 3–4 группах признаков состав-

ляет 8–9. Следует отметить, что перспективная площадь почти полностью совпадает с ареалом размещения известных рудных объектов.

Изложенные методические приемы использованы Д. Рихтером с соавторами в 1986 г. при оценке потенциала рудоносности площади Силвер Сити (Нью-Мексико – Аризона), выделении и ранжировании перспективных площадей. Дана количественная оценка невыявленных ресурсов ряда металлов (табл. 29) применительно к следующим типам месторождений: молибден-меднопорфировым, скарновым медно-цинковым, жильным полиметаллическим с золотом и серебром, скарновым и осадочным железорудным, марганцевым жильным.

Основу методики прогнозирования, используемой Геологической службой США, составляют обстановки нахождения месторождений, так или иначе трансформируемые в модели как сочетания их характеристик в признаковом выражении. Количественные оценки невыявленных ресурсов определяются, как правило, тем же порядком величин, которые характеризуют запасы и установленные ресурсы известных месторождений.

ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ КРУПНОМАСШТАБНОГО И ЛОКАЛЬНОГО ПРОГНОЗА

Геологическая и экономическая эффективность геологоразведочных работ, в первую очередь поисковых и поисково-оценочных, во многом зависит от уровня научного обоснования их направлений, от достоверности крупномасштабных и локальных прогнозных построений.

В принятой Мингео СССР стадийности геологоразведочного процесса каждой стадии работ соответствуют объекты, подлежащие выявлению, и эквивалентные им прогнозные ресурсы и запасы различных категорий. Постановке работ каждой из стадий должны предшествовать прогнозные исследования, обеспечивающие выбор наиболее эффективных направлений и объектов в соответствии с задачами стадий. Так, задача регионального прогноза – установление ресурсов категории P_3; крупномасштабного – категории P_2, локального – категории P_1. Крупномасштабный прогноз направлен на выделение перспективных площадей в ранге потенциальных рудных полей. При локальном прогнозе требуется выделение перспективных площадей ограниченных размеров и обоснование наличия прогнозных ресурсов категории P_1 для последующего их перевода в запасы категории C_2. Ресурсы категории P_1 соответствуют потенциальным месторождениям либо отдельным рудным телам. Они могут выделяться в контурах ресурсов категории P_2, на обособленных участках – самостоятельно, за контурами запасов категории P_2 и совместно с запасами этой категории.

Достоверность и результативность прогноза решающим образом зависят от исходной информации, полученной на предшествующих стадиях

работ. Очевидно, что в наиболее общем случае эта информация должна содержать комплекс признаков, необходимых и достаточных для установления перспективных площадей соответствующих рангов. Такие признаки определяют требования к результатам и качеству предшествующих работ соответствующих стадий. В свою очередь, прогнозные исследования могут основываться только на этой информации. Введение в прогнозно-металлогенический анализ любых других характеристик требует изменения содержания и методики работ соответствующих стадий. Иными словами, в систему понятий и факторов прогноза не могут быть заложены такие характеристики, которые недоступны для установления (опознания) на данной стадии геологоразведочных работ, а также признаки, которые могут их избыточно "утяжелить".

При прогнозных исследованиях широко используются формационные основы металлогении. При этом, формационные характеристики той или иной геологической обстановки служат основой для предсказания возможности обнаружения месторождений определенных рудно-формационных типов, поскольку месторождения полезных ископаемых принадлежат к естественным составляющим определенных геологических формаций либо сочетаний таких формаций.

Несмотря на успехи применения формационного анализа для решения задач прикладной металлогении, сравнительно быстро выявился предел его разрешающих возможностей, поскольку использование только формационных характеристик позволяет локализовать прогнозные площади лишь до уровня рудного района. Дальнейшее развитие методологических основ прикладной металлогении требует создания и внедрения эффективных методик и приемов крупномасштабного и локального прогноза.

В современных условиях особое значение имеют требования к содержанию и нагрузке прогнозных карт. Такие карты, как известно, имеют своей целью выделение перспективных площадей, ранг которых зависит от масштаба прогнозно-металлогенических исследований и соответствующих геологических основ. При определении позиции структурно-металлогенических зон и рудных районов преимущественно используют структурно-формационные основы с рудной нагрузкой. Применительно к картам крупномасштабного и локального прогноза, обеспечивающим выделение потенциальных рудных полей и перспективных участков, эквивалентных потенциальным месторождениям определенного формационного либо геолого-промышленного типа, унифицированные методические подходы пока не разработаны. В наиболее общем случае используют карты рудной нагрузки и поисковых признаков, составленные на специализированных основах геологического содержания. Вместе с тем нередки случаи некомплексного подхода к выделению перспективных площадей – использование лишь части факторов: тех или иных аномалий, структурных, петрологических признаков и т.п. Подобные подходы

во многом имеют субъективный характер и не обеспечивают, как правило, воспроизводимость результатов прогноза.

Общий порядок составления прогнозных карт по итогам геолого-съемочных работ масштаба 1:50 000, обеспечивающих крупномасштабный прогноз, предусматривает в качестве их основ использование карты закономерностей размещения полезных ископаемых. На последние рекомендуется выносить все месторождения, проявления и пункты минерализации, а также комплекс поисковых признаков месторождений и металлогенические факторы, имеющие, очевидно, различное выражение для разных типов месторождений. Прогнозная карта-накладка по своему содержанию является результирующей и содержит фактически лишь итоги прогноза. Процедура перехода от карты закономерностей к прогнозной карте, отвечающая металлогеническому анализу и обеспечивающая обоснование перспективных площадей, обычно осуществляется в текстовой части отчета при анализе связей между месторождениями и различными факторами и признаками. Однако в силу того, что итоги подобного анализа не выражаются графически, а содержание карт закономерностей не позволяет непосредственно по их нагрузке и легенде определить позицию перспективных площадей и их границы, результаты прогноза обычно недоступны для воспроизведения. Фактически при этом допускается выделение перспективных площадей на основе неподдающихся контролю и анализу авторских построений, нередко выполняемых на основе различных (и далеко не всегда объективных) методологических и геолого-генетических подходов. Очевидно, что при таком порядке построения карт не может быть обеспечена сопоставимость прогнозных построений различных исследователей.

Устранение невоспроизводимости и несопоставимости результатов прогнозирования возможно при переходе к составлению карт крупномасштабного и локального прогноза на основе моделей рудных полей и месторождений как объектов прогноза и поисков. Подобные карты должны составляться применительно к определенным рудно-формационным либо геолого-промышленным типам месторождений на основе синтеза данных о наличии соответствующих прогнозных критериев и признаков и на базе специализированных геологических основ, отражающих необходимые металлогенические факторы и содержащих информацию, которая позволяет определить участки, отвечающие различным частям околорудного пространства, и отразить их на карте-накладке.

Основу карт прогноза должны составлять геологические модели объектов прогноза и поисков соответствующих рангов. Накопление обширной информации о геологическом строении рудных месторождений и закономерностях их размещения, постоянно получаемой при проведении геологоразведочных и научно-исследовательских работ, определило объективную необходимость синтеза таких данных с формированием моделей месторождений. Эти исследования получили интенсивное разви-

тие в СССР с начала 80-х годов по нескольким направлениям. В ряде НИИ Министерства геологии СССР (ЦНИГРИ, ВИМС, ВИРГ, ВостСибНИИГГиМС) исследования велись в направлении создания моделей ведущих геолого-промышленных типов месторождений как объектов прогноза и поисков на многофакторной основе [15, 17, 18, 28 и др.]. Разработанные в этих НИИ геологические, геолого-геофизические, физико-геологические модели месторождений широко используются в прогнозно-поисковых целях. Перспективность использования моделей месторождений для прикладных целей привлекла внимание ЮНЕСКО, по инициативе которой разработана и реализуется специальная программа для развивающихся стран [49].

В целом, в настоящее время созданы и апробированы модели ряда геолого-промышленных типов рудных месторождений, имеющие различное содержание и назначение.

Для целей локального прогноза наиболее применимы такие модели месторождений, которые по комплексу образующих их элементов объективно характеризуют участки скопления рудного вещества как объекты прогноза и поисков и позволяют вычленять соответствующие перспективные площади из геологического пространства. Такие модели требуют непротиворечивого сочетания факторов и признаков, следующих из теории рудогенеза и определяемых закономерностями размещения месторождений. С другой стороны, набор элементов, описывающих модели, в ряде случаев ограничивается разрешающими возможностями используемых комплексов методов геологического картирования, прогноза, поисков и разведки.

Описательные, графические и комплексные модели рудных месторождений, созданные на фактографической основе, имеют, как правило, различное по направленности конкретное содержание. Унификация моделей месторождений, необходимая для решения задач компьютеризации прогнозных построений и их воспроизводимости, возможна на основе формализации типовых моделей, подчиненной целям локального прогноза и составления соответствующих специализированных карт.

В наиболее общем случае при локальном прогнозе и поисках решается задача определения положения возможного местонахождения месторождений относительно той или иной совокупности точек наблюдения. С этих позиций геологическое пространство, в котором находятся (либо могут находиться) месторождения или рудные тела, принято разделять на надрудную (НР), рудную (Р) и подрудную (ПР) части. Это общее деление недостаточно для целей локального прогноза (особенно применительно к скрытым и глубокозалегающим месторождениям), поскольку, например, выделение надрудной части пространства не дает возможности конкретизировать позицию перспективных площадей с необходимой детальностью. С другой стороны, решение задач локального прогноза возможно не только путем выделения перспективных участков, но

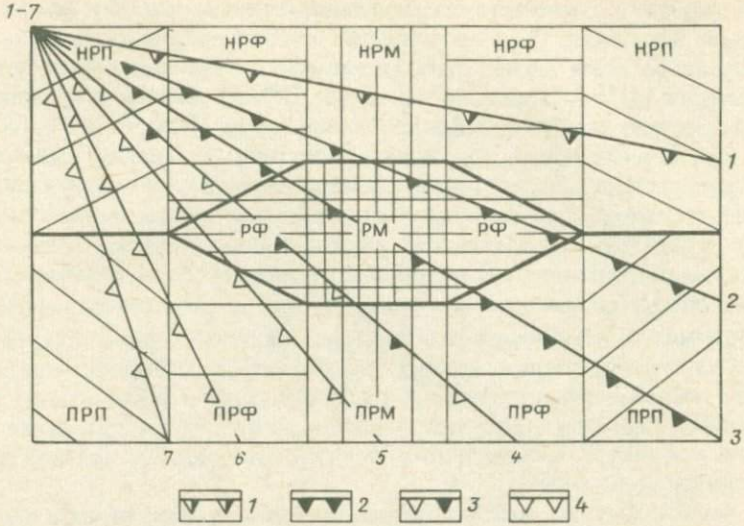


Рис. 48. Вертикальный разрез модели объектов прогноза и поисков (пояснения см. в тексте). Цифрами обозначены варианты положения эрозионного среза (1–7), отражающие различную ориентировку модели относительно дневной поверхности: *1–4* – группы эрозионных срезов по степени перспективности: *1* – перспективные с неопределенным расстоянием до рудных тел, *2* – высокоперспективные, *3* – с ограниченными перспективами, *4* – бесперспективные

и путем выявления заведомо бесперспективных площадей. Этим определяется необходимость более детального расчленения названных выше частей геологического пространства. Соответственно, выделяется собственно рудоносная часть, отвечающая рудным телам или месторождению (РМ) и фланги рудоносной части (РФ), непосредственно примыкающие к РМ. В надрудном пространстве выделяются следующие зоны: собственно надрудная, располагающаяся непосредственно над месторождением (НРМ); надрудная фланговая (НРФ); надрудная периферийная (НРП). В подрудном пространстве выделяются собственно подрудная (ПРМ), подрудная фланговая (ПРФ) и подрудная периферийная (ПРП) зоны.

Это разделение отражено на абстрактной геометрической "безразмерной" модели вертикального поперечного сечения месторождения (рис. 48). На этой модели для упрощения построений для РМ принято квадратное, а для РФ – треугольное сечения с симметричным расположением всех выделяемых частей пространства относительно РМ. Показанные на рис. 48 варианты размещения плоскостей эрозионного среза иллюстрируют доступность РМ для обнаружения при различном взаиморасположении в пространстве осей РМ и плоскости эрозионного среза. Очевидно, что субгоризонтальному положению последних в каждом из

семи вариантов соответствуют различные наклоны оси РМ к земной вертикали. Положение РМ в пространстве при определенных ориентировках эрозионного среза может быть установлено и при отсутствии прямых признаков РМ и информации о позиции НРМ (в частности, в вариантах 3 и 4 пространство РМ находится в "вилке" между НРФ, РФ и РФ, ПРФ).

Как перспективные, так и бесперспективные площади, выделенные на карте, сопоставляют с поперечными сечениями соответствующих моделей, на которых должны получить отражение уровни эрозионных срезов, эквивалентные различным участкам либо группам однотипных участков. Естественно, что вертикальные сечения геометризованных моделей объектов прогноза и поисков входят в комплект графических материалов, а обозначения различных частей околорудного пространства используют в качестве основных знаков легенды. Комплекс признаков таких частей характеризуется в содержательной (описательной) части легенды к карте-накладке либо к модели. Допустимо рассмотрение признаков и в тексте объяснительной записки при описании моделей объектов прогноза и поисков.

Важно отметить, что построение прогнозных карт на базе моделей определяет требования к исходным материалам и их качеству, соблюдение которых исключает возможности необоснованного либо недостаточно обоснованного прогноза. Неполнота выявления тех или иных признаков различных частей моделей, определяемая при сопоставлении с фактическими данными, вызывает необходимость либо добора недостающей информации, либо выведения таких площадей в категорию с неопределенными перспективами. Последнее, естественно, снижает качество работ.

На рис. 49 представлена прогнозная схема, построенная на изложенных принципах с выделением элементов абстрактной модели, изображенной на рис. 48. Контуры площадей на рис. 49 построены произвольно. В действительности они должны соответствовать тем границам, которые определяют положение соответствующих геологических тел и металлогенических факторов.

Выделение нерасчлененного надрудного и нерасчлененного подрудного пространства (см. рис. 49) отражает те случаи, когда исходная информация не позволяет установить наличие либо отсутствие на соответствующих площадях признаков тех частей пространства, которые занимают определенное положение относительно месторождений либо рудных тел. Участки А, Б, В, Г соответствуют перспективным площадям с различной доступностью рудных тел для обнаружения. Участок Д, где эрозионным срезом на дневную поверхность выведена собственно подрудная часть пространства, должен быть отнесен к заведомо бесперспективным.

Очевидно, что прогнозные карты-накладки позволяют определить очередность освоения перспективных площадей и с учетом значений ва-

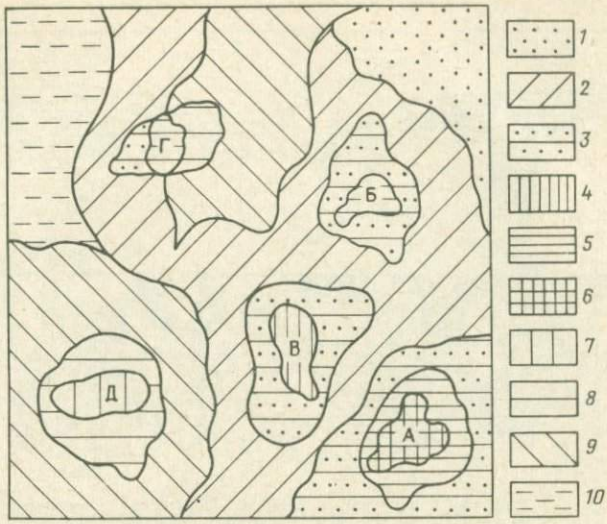


Рис. 49. Макет прогнозной карты, построенный на основе выделения различных частей околорудного пространства:
1–4 – надрудное пространство: *1* – нерасчлененное, *2* – периферийное (НРП), 3 – фланговое (НРФ), *4* – собственно надрудное (НРМ); *5–6* – рудное пространство: *5* – фланговое (РФ), *6* – собственно рудное (РМ); *7–10* – подрудное пространство: *7* – собственно подрудное, *8* – фланговое, *9* – периферийное, *10* – нерасчлененное. А, Б, В, Г, Д – различные по перспективности участки

риантов размеров соответствующих частей модели оценивать возможные объемы поисковых либо оценочных работ.

Разработка моделей объектов прогноза и поисков применительно к ведущим геолого-промышленным типам месторождений, требований к картам крупномасштабного и локального прогноза и типовых легенд к ним, вытекающих из характеристик моделей и различных элементов околорудного пространства, является весьма актуальной задачей.

Воспроизводимость и сопоставимость результатов локального прогноза обеспечиваются лишь при соблюдении единых требований к характеристикам элементов моделей геолого-промышленных типов месторождений и к их содержанию. Подобная унификация сравнительно легко достигается при формировании типовых моделей. В то же время, сопоставление тех или иных геологических ситуаций с элементами моделей во многом зависит от интерпретаций, принимаемых тем или иным исследователем, начиная от диагностики пород, метасоматитов и руд. Исключить субъективность в оценке геологических ситуаций можно на основе унификации геологической документации. Представляется весьма актуальной задача создания альбомов (атласов) – определителей пород и руд применительно к основным геолого-промышленным типам мес-

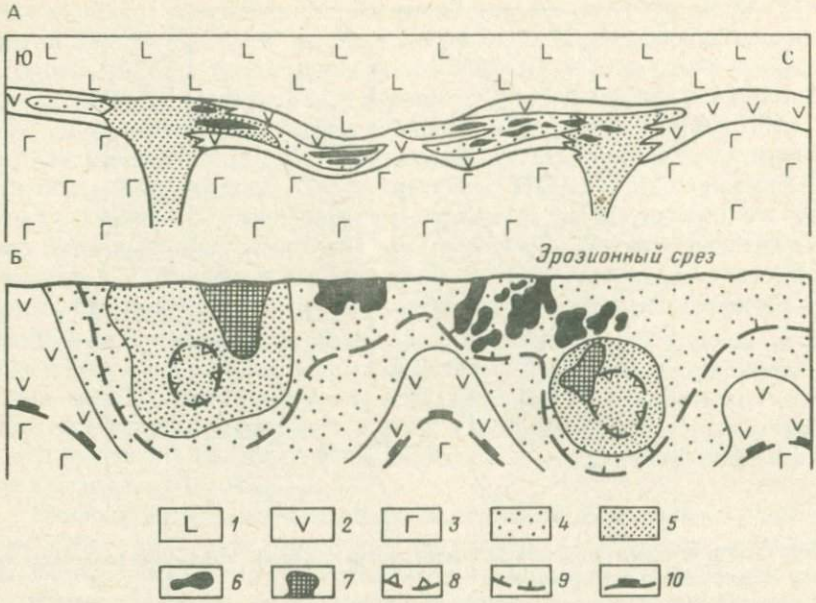


Рис. 50. Южный фланг Красноуральской группы месторождений (*А* – схема строения нулевого горизонта; *Б* – проекции колчеданных залежей на поверхность кровли рудовмещающей толщи):
1–3 – вулканогенные формации: *1* – базальт-андезит-базальтовая, *2–3* – непрерывная (*2* – андезит-дацитовая толща, *3* – андезит-базальтовая толща); *4–5* – метасоматиты серицитолитовой формации: *4* – кварц-серицитовые и кварц-хлорит-серицитовые, *5* – существенно кварцевые; *6–7* – рудные тела: *6* – медноколчеданные и медно-цинковые, *7* – серноколчеданные; *8–10* – контуры: *8* – рудоподводящих каналов, *9* – палеовулканических депрессий, *10* – базальтоидных поднятий

торождений. Такие определители должны обеспечить возможность формализации геологических описаний и их доступность для перевода на машинные носители. Решение этой задачи создает необходимые условия для компьютеризации прогнозных исследований – от стадии сбора исходной информации до конкретных прогнозных построений на основе сопоставления геологических ситуаций с комплексом элементов типовых моделей объектов прогноза.

Изложенные выше принципиальные подходы к локальному прогнозу конкретизируются далее на примерах некоторых важнейших типов месторождений цветных металлов.

Колчеданные месторождения. Современный уровень изученности данных месторождений позволяет на основе их моделей уверенно выделять различные части околорудного пространства и определять возможное положение рудных тел относительно произвольной совокупности то-

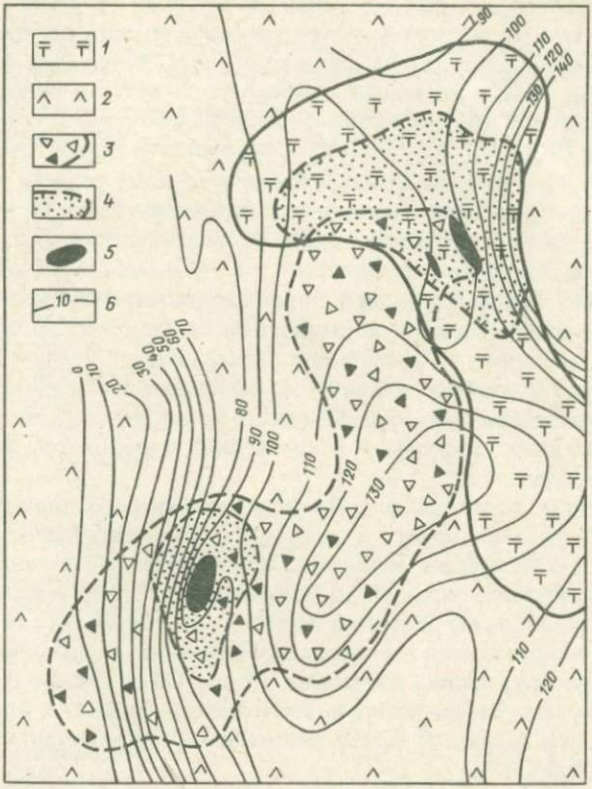


Рис. 51. Шлейф рудокластов на периферии рудовмещающего экструзивного купола *(по материалам О.В. Мининой)*:
1 – экструзивный купол риолитовых порфиров; *2* – лавовые и туфовые фации андезитодацитов; *3* – ареал обломочных пород с рудокластами; *4* – метасоматиты серицитолитовой формации с прожилково-вкрапленной минерализацией; *5* – медноколчеданные залежи; *6* – изоглубины залегания поверхности непрерывной формации (в усл. ед.)

чек наблюдения. Модели колчеданных месторождений уральского типа детально описаны в ряде публикаций [18, 21]. Построение моделей путем приведения колчеданных залежей к горизонтальному положению (ситуация периода рудонакопления) с показом различных вариантов размещения эрозионного среза, отражающих возможные изменения ориентировки рудных тел в пространстве вследствие деформаций, позволяет свести все разнообразие обстановок нахождения к сравнительно простой схеме.

Вместе с тем, в районах с интенсивно дислоцированными рудовмещающими толщами, с крутым залеганием рудных тел, возникают опре-

деленные затруднения при сравнении конкретных ситуаций с модельными. Например, на месторождениях красноуральской группы (Средний Урал), изучавшихся автором совместно с О.В. Мининой и А.Г. Волчковым, рудные тела, залегающие конформно слоистости рудовмещающей андезит-дацитовой толщи, развернуты совместно с ней с приобретением падения от 75 до 85° к горизонту. Современный эрозионный срез фактически эквивалентен поперечному вертикальному разрезу вулканогенных образований до вовлечения их в дислокации (рйс. 50, А). Соответственно, на уровне дневной поверхности доступны для обнаружения все части околорудного пространства.

Строение рудовмещающего пространства отражается на проекции на поверхность, параллельную напластованию (см. рис. 50, Б). Выделяемые здесь элементы околорудного пространства в значительной своей части требуют для обнаружения бурения скважин значительной глубины. В рассматриваемом примере положение эрозионного среза относительно благоприятно, поскольку от денудации сохранилась значительная часть рудных тел.

Специфику строения флангов рудовмещающего пространства рассмотрим на примере одного из южноуральских колчеданных месторождений (рис. 51). Рудные залежи корневого типа, расположенные в экструзивном куполе, значительно разрушены до периода возникновения захоранивающих толщ. Широкий шлейф рудокластов вместе с обломками пород экструзивного купола распространился по склону и перекрыл ранее возникшую залежь дистального типа. Обнаружение рудокластов, естественно, локализует позицию возможных рудных тел, однако подобные горизонты далеко не всегда занимают строго надрудные либо фланговые положения.

Рассмотренные примеры не меняют существа прогнозно-поисковой модели колчеданных месторождений уральского типа (рис. 52) и комплекса признаков, необходимых для локального прогноза.

На основе рис. 52 и табл. 30 построен макет карты локального прогноза (рис. 53) – результирующей накладки на карту прогнозных и поисковых признаков.

Значительный вклад в разработку прогнозно-поисковых моделей колчеданно-полиметаллических месторождений в терригенных толщах внес Н.К. Курбанов [15]. Этим исследователем определен комплекс признаков различных частей околорудного пространства таких месторождений на примере Большого Кавказа и обоснована процедура реализации принципа последовательного приближения при прогнозе и поисках таких объектов (рис. 54).

Принципиальное значение имеют особенности строения подрудного пространства на колчеданно-полиметаллическом месторождении Салливан в Канаде.

Это месторождение, по данным Дж. Хэмилтона с соавторами, лока-

Таблица 30

Признаки околорудного пространства медноколчеданных месторождений, отражаемые на картах и разрезах при локальном прогнозе

Элементы модели месторождений	Зоны околорудного пространства							
	НРП	НРФ	НРМ	РФ	РМ	ПРМ	ПРФ	ПРП
1. Надрудное пространство								
1.1. Отложения, перекрывающие колчеданоносную формацию	+	+	+	–	–	–	–	–
1.2. Надрудные толщи	+	+	+	–	–	–	–	–
1.3. Зоны гематитизации	–	+	+	+	+	–	–	–
1.4. Надрудные литогеохимические ореолы	–	+	+	–	–	–	–	–
1.5. Горизонты яшмоидов	+	+	+	–	–	–	–	–
1.6. Сульфидоносные вулканомиктовые пачки	–	±	+	–	±	–	–	–
1.7. Рудокласты	±	±	±	±	±	–	–	–
2. Рудовмещающее пространство								
2.1. Рудовмещающие толщи (включая экструзивные купола)	–	–	–	+	+	±	±	±
2.2. Рудоконтролирующие литолого-стратиграфические уровни	–	–	–	+	+	–	+	±
2.3. Рудные тела	–	–	–	±	+	±	–	–
2.4. Подрудные литогеохимические ореолы	–	–	–	±	+	+	±	–
2.5. Метасоматиты серицито-литовой формации с вкрапленной и штокверковой сульфидной минерализацией	–	–	–	+	+	+	±	–
3. Подрудное пространство								
3.1. Подрудные толщи	–	–	–	±	±	±	+	+
3.2. Метасоматиты серицито-литовой формации с вкрапленной и штокверковой сульфидной минерализацией	–	–	–	–	–	±	±	–
3.3. "Корневые" литогеохимические ореолы	–	–	–	–	–	+	±	–

Примечание. Зоны околорудного пространства: НРП – надрудная периферийная, НРФ – надрудная фланговая, НРМ – собственно надрудная, РФ – фланги рудоносной зоны, РМ – рудные тела или месторождение, ПРМ – собственно подрудная, ПРФ – подрудная фланговая, ПРП – подрудная периферийная.

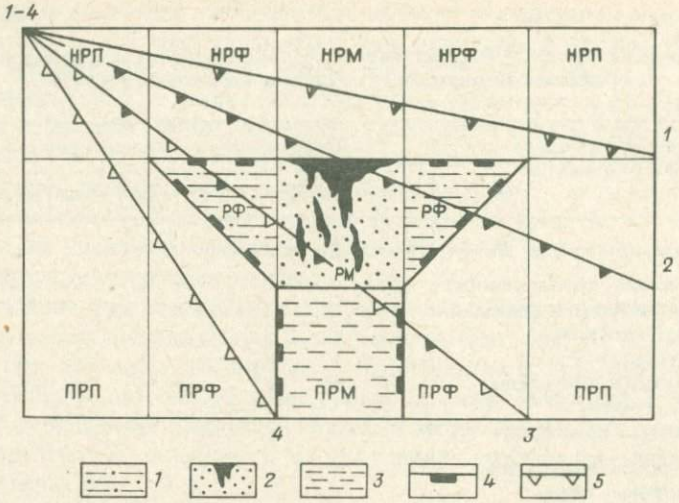


Рис. 52. Вертикальный разрез геометризованной модели месторождений колчеданного семейства:

1 – фланговые метасоматические зоны; *2* – колчеданные залежи и метасоматиты рудного пространства; *3* – подрудные метасоматические зоны; *4* – границы распространения метасоматитов; *5* – варианты расположения эрозионного среза с различной перспективностью (см. рис. 48)

лизовано в протерозойских осадочных породах прогиба Скалистых гор. Рудоносная формация Олдридж мощностью 4–5 км залегает на ритмично слоистых кварцевых аренитах и аргиллитах. Над обломочными породами Олдридж залегают граувакки, арениты и аргиллиты формации Крестон, которые согласно перекрыты карбонатными отложениями формации Китченер. Рудоносная формация разделяется на три толщи. Нижняя толща сложена ритмичными градационно слоистыми глинистыми и песчанистыми отложениями с прослоями аргиллитов. в кровле толщи развиты линзы конгломератов с обломками подстилающих пород. Средняя толща градационно слоистых тонкообломочных пород обладает всеми признаками турбидитовой ассоциации. Верхнюю толщу образуют известковые аргиллиты. Рудное тело месторождения Салливан расположено вблизи кровли нижней толщи, слагающей пологопадающее крыло антиклинальной структуры. Рудовмещающая часть разреза мощностью от 50 до 100 м характеризуется весьма пестрым строением и составом.

В идеализированном разрезе месторождения выделяют следующие элементы: главное рудное тело массивных и слоистых сульфидов, залегающее на горизонте чередования конгломератов, аренитов, граувакк, кварцитов, аргиллитов; горизонт промежуточных аргиллитов; аргилли-

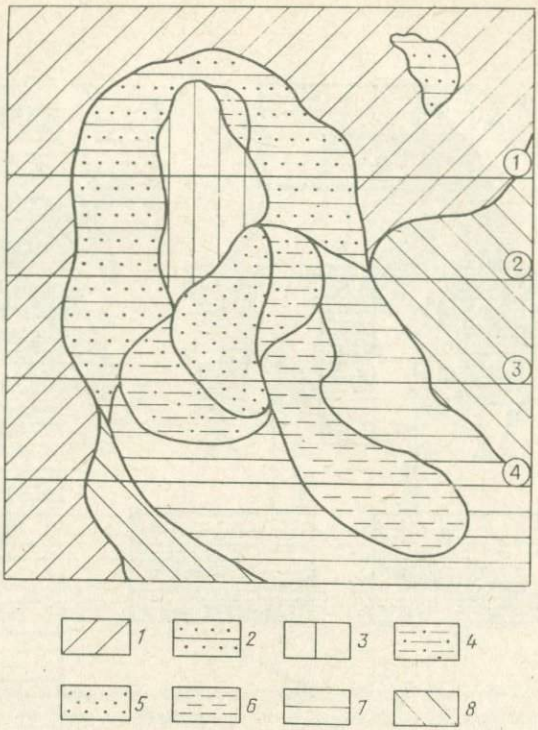


Рис. 53. Макет карты локального прогноза медноколчеданных месторождений (см. рис. 52, табл. 31):
1–3 – надрудное пространство: *1* – периферийное (НРП, признаки 1.1; 1.2; 1.5), *2* – фланговое (НРФ, признаки 1.1–1.5), *3* – собственно надрудное (НРМ, признаки 1.1–1.7); *4–5* – рудное пространство: *4* – фланговое (РФ, признаки 1.3; 1.7; 2.1; 2.2; 2.4; 2.5), *5* – рудное (РМ, признаки 2.1–2.5); *6–8* – подрудное пространство: *6* – собственно подрудное (ПРМ, признаки 2.4; 2.5; 3.1), *7* – фланговое (ПРФ, признаки 2.4; 2.5; 3.1–3.3), *8* – периферийное (ПРП, признаки 3.1). Цифры в кружках – линии, эквивалентные вариантам эрозионного среза на рис. 52.

ты висячего бока с небольшим рудным телом; конгломераты висячего бока с аргиллитами и мелкими рудными телами; верхние аргиллиты; верхняя рудная зона в тонкослоистых граувакках и аргиллитах; верхние (надрудные) кварциты.

Основное рудное тело, залегающее согласно с напластованием, имеет форму уплощенной линзы, осложненной мелкими складками. Участки максимальной мощности (60–100 м) совпадают с положением хаотических брекчий и конгломератов лежачего бока (рис. 55).

Большая часть основного рудного тела залегает на конгломератах и хаотических брекчиях, образованных обломками и глыбами осадочных

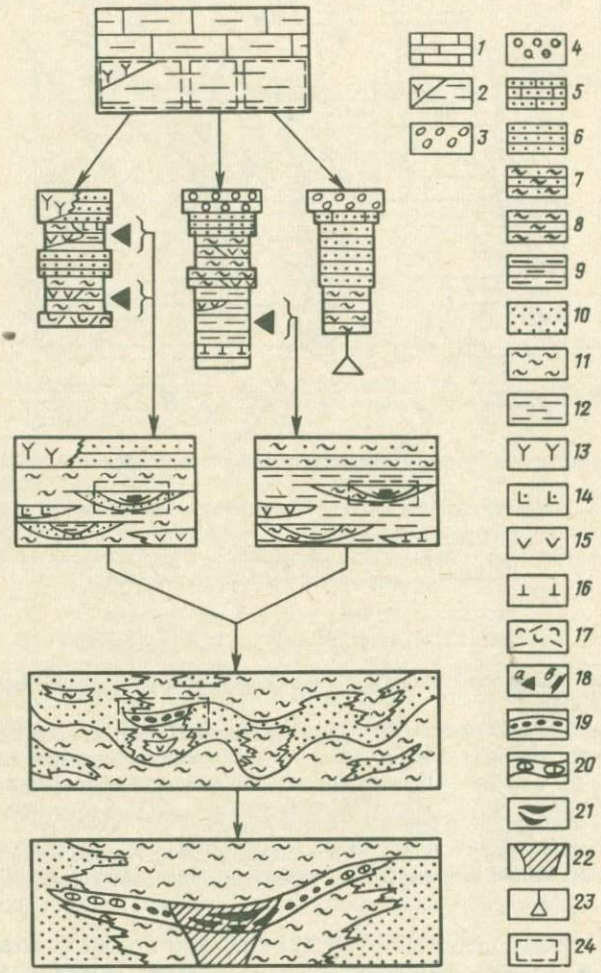


Рис. 54. Схема последовательности выявления объектов, перспективных на колчеданно-полиметаллическое оруденение в терригенно-осадочных комплексах (на примере альпийской геосинклинали Большого Кавказа). *По Н.К. Курбанову* [*15*]: *1* – комплекс терригенно-карбонатных флишевых формаций ранне- и позднеорогенного этапа геосинклинали; *2* – комплексы теригенно-вулканогенных формаций островодужного этапа и терригенных формаций раннегеосинклинального этапа развития геосинклинали; *3–9* – осадочные формации: *3* – субконтинентальная терригенная, *4* – субконтинентальная алевропесчаная терригенно-флишоидная,

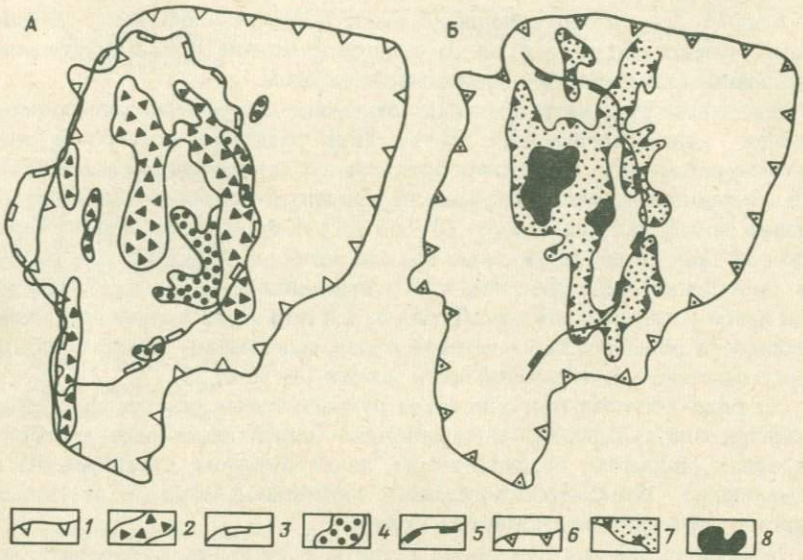


Рис. 55. Элементы подрудного пространства (А) и элементы рудного тела (Б) на проекции рудного тела на горизонтальную плоскость. Месторождения Салливан. *По Дж. Хэмилтону:*

1 – границы промышленных руд; *2–4* – элементы подрудного пространства: *2* – контуры "хаотических брекчий" в лежачем боку рудного тела, *3* – границы подрудной зоны турмалинизации, *4* – участки с содержанием олова более 0,1%; *5* – граница массивных и слоистых руд, *6–8* – распределение мощностей рудного тела: *6* – 0,24 м, *7* – 24–60 м, *8* – более 60 м

---

5 – карбонатно-терригенная флишоидная, *6* – песчано-алевролитовая терригенно-флишоидная, *7* – песчано-глинистая, терригенно-флишоидная, *8* – аспидно-граувакковая (или полимиктовая), *9* – аспидная; *10–12* – фации: *10* – песчанистые, *11* – алевролито-глинистые, *12* – глинистые; *13–16* – магматические формации: *13* – непрерывная базальт-андезит-базальт-риолит-дацитовая, *14* – контрастная базальт-риолитовая, *15* – недифференцированная спилит-диабазовая, *16* – недифференцированная кремнисто-пикрит-базальтовая; *17* – слабо дифференцированная риолит-андезит-дацитовая вулканогенно-осадочная формация; *18* – положение рудоносных уровней (*а* – в вертикальном ряду формаций; *б* – в разрезах); *19* – рудоносные горизонты; *20* – горизонты сидеритовых и пирит-сидеритовых конкреций; *21* – стратиформные рудные залежи; *22* – прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация; *23* – тупиковый вариант ведения поисков; *24* – контуры последовательной локализации опоисковываемого пространства

пород в глинистом цементе, с вкрапленностью и прожилками пирротина. Прилегающие к конгломератам руды содержат обломки и глыбы таких же пород.

Рудные тела, располагающиеся выше по разрезу основной залежи, обычно имеют слоистое и тонкослоистое сложение при выдержанном чередовании сульфидного и глинистого материала.

В главном рудном теле хорошо выражена латеральная зональность, близкая концентрической. На участках раздувов мощностей, над конгломератами и хаотическими брекчиями, где преобладают массивные руды, установлены наиболее высокие концентрации пирротина и преобладание свинца над цинком (от 10:1 до 2:1). К фланговым зонам с переходом от массивных руд к слоистым отношения содержаний этих металлов постепенно меняются, так что у выклиниваний основной залежи цинк преобладает над свинцом (Pb:Zn от 1:4 до 1:6). Близким рисунком зональности обладает распределение олова, максимумы содержаний которого тяготеют к центральной части залежи (см. рис. 55).

На ряде участков под основным рудным телом установлены зоны штокверковой сульфидной минерализации (пирротин, галенит, сфалерит с кварцем, пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, касситеритом и турмалином). Штокверки пересечены линейными жилами, несущими пирротин, сфалерит, арсенопирит и галенит.

Изменения вмещающих пород развиты в западной части месторождения, преимущественно в лежачем боку основной залежи, в рудоносной пачке и под телами верхних уровней. Главный тип изменений – турмалинизация – проявлен в основном в лежачем боку рудного тела по слоистости пород. Вместе с тем отмечаются обломки турмалинитов в турмалиновом цементе, прожилки и жилы турмалина. Ассоциация "альбит-хлорит-пирит-карбонаты" развита в лежачем боку, в рудной зоне и в надрудных отложениях. В рудной зоне проявлена ассоциация "пирит-хлорит-карбонаты", присутствуют альбититы и хлориты.

Дж. Хэмилтон с соавторами рассматривают месторождение Салливан как группу слоистых сульфидных залежей, локализованных в субмаринных условиях над брекчиевым выводным каналом, зоной штокверковой минерализации и обогащенными бором обломочными породами. Позиция рудных тел отвечает конседиментационной депрессии, которая фиксирована распределением фаций обломочных пород.

Приведенная характеристика позволяет существенно уточнить комплекс элементов модели, характеризующих околорудное пространство.

Месторождения меднопорфирового типа. Месторождения данного типа уже давно служат объектами моделирования для прогнозно-поисковых целей. Созданные модели, учитывающие специфику месторождений в различных геотектонических обстановках, широко известны в отечественных и зарубежных публикациях [37, 38, 39]. Эти модели позволяют достаточно уверенно определять возможную позицию рудных тел по

Таблица 31

Признаки околорудного пространства медно-порфировых месторождений, отражаемые на картах и разрезах при локальном прогнозе (см. рис. 58)

Элементы модели месторождений	Зоны околорудного пространства							
	НРП	НРФ	НРМ	РФ	РМ	ПРМ	ПРФ	ПРП
1. Надрудное пространство								
1.1. Пропилитизированные породы интрузивной рамы	+	+	+	±	–	–	–	–
1.2. Зоны пиритизации	–	+	+	+	+	+	±	–
1.3. Зоны турмалинизации	–	–	+	+	±	–	–	–
1.4. Зоны аргиллизации	–	+	+	±	±	+	–	–
1.5. Брекчиевые трубки	±	±	±	±	±	–	–	–
1.6. Надрудные литогеохимические ореолы	–	+	+	+	+	–	±	–
1.7. Жильная полиметаллическая минерализация	–	+	+	+	±	–	–	–
1.8. Жильная и вкрапленная медно-мышьяковая минерализация	–	±	+	±	–	–	–	–
2. Рудовмещающее пространство								
2.1. Пропилитизированные породы интрузивной рамы	–	–	–	±	–	–	±	–
2.2. Зоны пиритизации	–	–	–	+	+	+	±	–
2.3. Порфировые интрузивные тела	±	–	–	±	+	+	±	±
2.4. Брекчиевые трубки	±	±	±	±	±	–	–	–
2.5. Внешние (фланговые) литогеохимические ореолы	–	±	–	+	+	–	–	–
2.6. Жильная полиметаллическая минерализация	–	–	–	±	±	–	–	–
2.7. Зоны аргиллизации	–	–	–	±	±	±	–	–
2.8. Зоны окварцевания и серицитизации	–	–	–	+	+	+	±	–
2.9. Рудные тела	–	–	–	±	+	±	–	±
3. Подрудное пространство								
3.1. Пропилитизированные породы интрузивной рамы	–	–	–	–	–	–	±	–
3.2. Зоны пиритизации	–	–	–	–	–	+	±	–
3.3. Порфировые интрузивные тела	–	–	–	+	+	+	±	–
3.4. Внешние (фланговые) литогеохимические ореолы	–	–	–	+	–	–	±	±
3.5. Зоны калишпатизации и биотитизации	–	–	–	±	+	+	±	–
3.6. Кварцевое "ядро"	–	–	–	–	±	+	–	–
3.7. Внутренние (подрудные) литогеохимические ореолы	–	–	–	–	±	+	±	–

Примечание. Обозначения зон околорудного пространства см. в табл. 30.

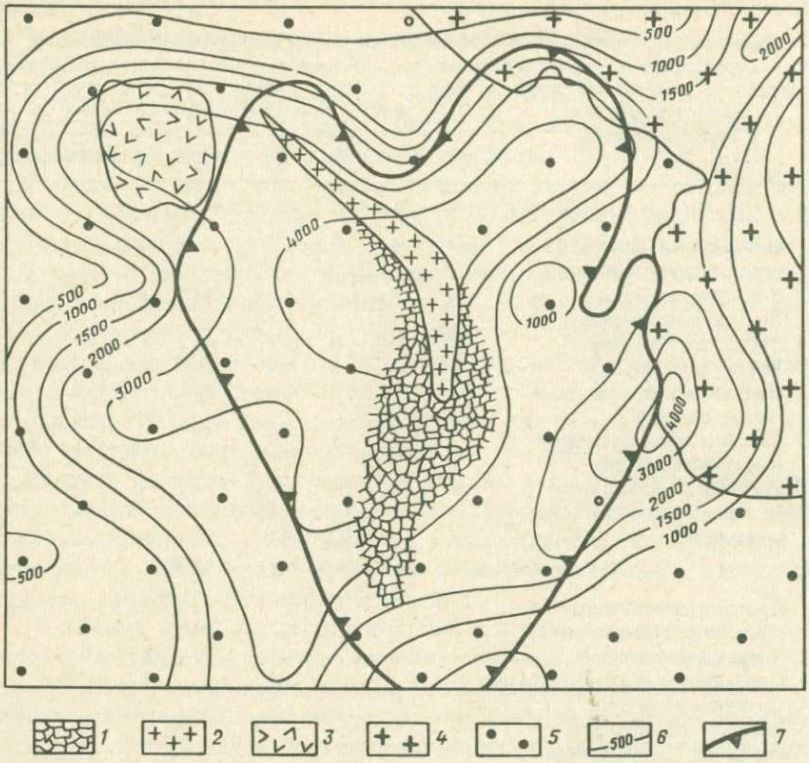


Рис. 56. Месторождение Индевур-26 (Австралия). *По Г. Джонсу:*
1 – кварцевый штокверк, *2* – кварцевые монцонит-порфиры, *3* – диориты, *4* – монцониты, *5* – трахиты, *6* – изоконцентраты меди (в г/т), *7* – контуры рудного тела (содержание меди $>0{,}3\%$)

наличию признаков различных частей околорудного пространства (табл. 31). Вместе с тем, нельзя считать завершенным процесс формирования признаков собственно надрудного пространства, поскольку число месторождений, рудные тела которых не выходят на дневную поверхность, пока невелико.

Довольно сложная прогнозно-поисковая ситуация возникает в тех случаях, когда эрозионным срезом вскрываются самые верхние части рудных тел, имеющие на выходах ограниченные размеры. В такой обстановке ведущая роль для определения соответствующей части околорудного пространства принадлежит гидротермально-метасоматическим изменениям и геохимическим ореолам, в первую очередь ореолам меди (рис. 56).

При линейной форме рудоносных интрузивов и значительной протя-

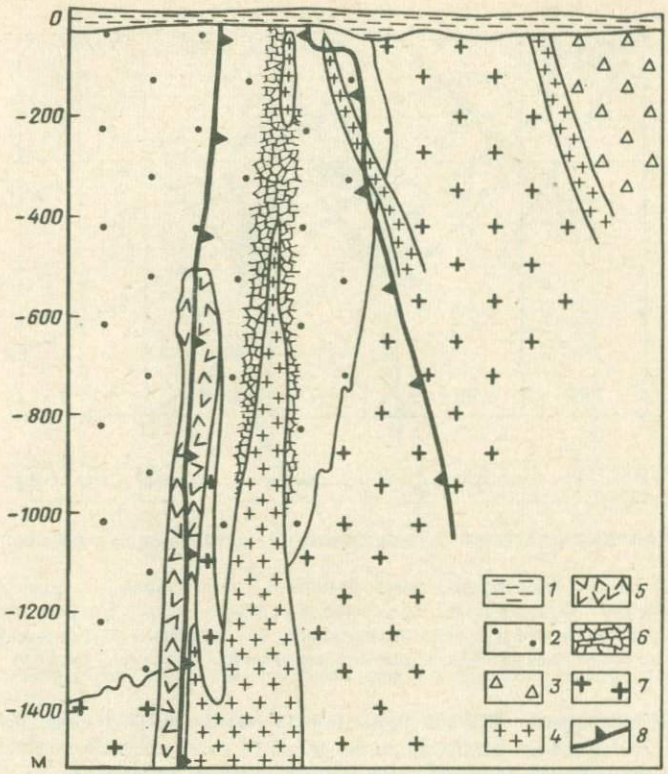


Рис. 57. Разрез месторождения Индевур-26 (Австралия). *По Г. Джонсу:*
1 – рыхлые отложения, *2* – трахиты, *3* – агломераты, *4* – кварцевые монцонит-порфиры, *5* – диориты, *6* – кварцевый штокверк, *7* – монциониты, *8* – контуры рудного тела (содержание меди $>0{,}3\%$)

женности конформных или рудных тел на глубину (рис. 57) конкретные обстановки существенно отличаются от модельных, в которых принят сравнительно ограниченный размах оруденения по вертикали, что характерно для подавляющего большинства месторождений. Это ограничение не меняет принципиальных черт модели меднопорфирового месторождения (рис. 58), содержания комплекса признаков околорудного пространства (см. табл. 32) и требований к картам локального прогноза (рис. 59).

Сульфидные никелевые и медно-никелевые месторождения. Методы и методики прогноза и поисков данных месторождений основываются на приуроченности рудных тел к донным частям расслоенных интрузивных массивов. Сложности выявления таких объектов вызваны отсутствием

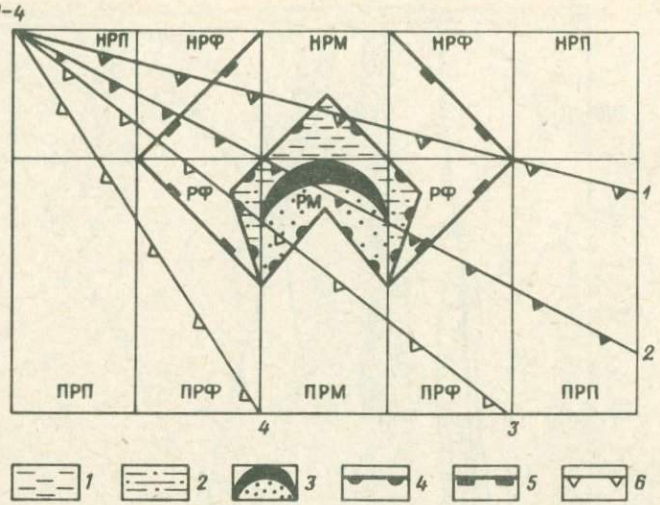


Рис. 58. Вертикальный разрез геометризованной модели меднопорфирового месторождения:

1–3 – собственно околорудные метасоматиты: *1* – надрудные, *2* – фланговые, *3* – рудовмещающие и подрудные; *4* – границы распространения метасоматитов; *5* – контур пропилитизации и ореола ширитизации; *6* – варианты расположения эрозионного среза (1–4) с различной перспективностью (см. рис. 48)

надежных критериев отличия рудоносных магматических тел от нерудоносных, сложностью распределения рудных залежей в подошве массивов, локальным характером рудовмещающих структур.

Сульфидные никелевые месторождения коматиитовой ассоциации зеленокаменных поясов хорошо изучены в Западной Австралии, где накоплен значительный опыт поисков таких объектов на больших глубинах.

В типовых разрезах рудоносных прогибов выделяются (снизу вверх): нижние толеитовые базальты (шаровые лавы с прослоями гиалокластитов); коматиитовая толща, представляемая потоками ультраосновных лав спинифексового сложения с прослоями осадочных пород; верхние базальты (шаровые лавы, сферолитовые и вариолитовые) с маркирующими горизонтами сульфидоносных глинисто-кремнистых пород; риодацитовая толща (лавы и туфы с прослоями осадочных пород). Эти образования с несогласием перекрыты толщей терригенных пород.

Оруденение контролируется областью контакта толеитовых базальтов с коматиитами. В нижней части разреза коматиитов располагаются маломощные потоки оливиновых перидотитов (36% MgO), разделенные пачками осадочных пород. Верхнюю часть разреза, составляющую около 2/3 общей мощности (максимум около 1000 м), образует серия потоков

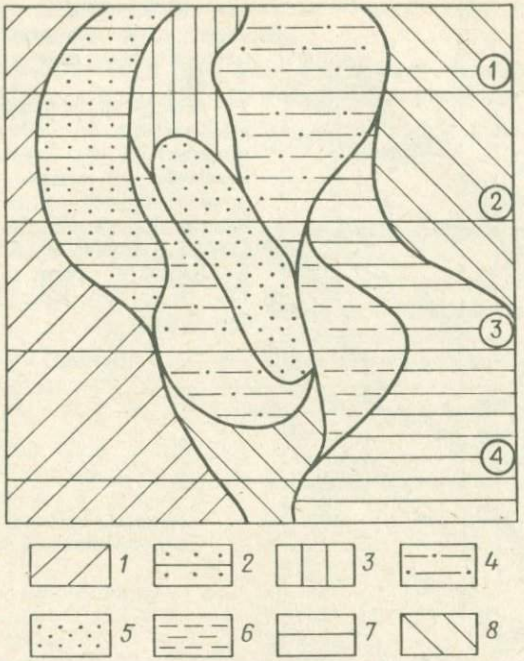


Рис. 59. Макет карты локального прогноза меднопорфировых месторождений (см. рис. 58, табл. 32):
1–3 – надрудное пространство: *1* – периферийное (НРП, признаки 1.1; 1.5; 2.3), *2* – фланговое (НРФ, признаки 1.1–1.8), *3* – собственно надрудное (НРМ, признаки 1.1–1.8; 2.4); *4–5* – рудное пространство: *4* – фланговое (РФ, признаки 1.1–1.8; 2.1–2.9), *5* – рудное (РМ, признаки 1.2–1.7; 2.2–2.10; 3.5); *6–8* – подрудное пространство: *6* – собственно подрудное (ПРМ, признаки 1.2; 2.2; 2.3; 2.9; 3,2; 3,3; 3.5–3.7), *7* – фланговое (ПРФ, признаки 1.1; 1.2; 2.9; 3.1–3.5), *8* – периферийное (ПРП, признаки 2.3; 3.4). Цифры в кружках (1–4) – линии, эквивалентные вариантам эрозионного среза на рис. 58

мощностью 1–10 м, обладающих пикритовым (15–28% MgO) и перидотитовым (28–36% MgO) составами.

Выделяются три главных типа оруденения, наиболее хорошо изученных в районе Камбалда. Первый тип оруденения – вулканогенный, характеризующийся наибольшими запасами, приурочен к основанию коматиитового разреза, где рудные тела располагаются непосредственно на поверхности толеитовых базальтов. Второй тип оруденения – также вулканогенный – представлен небольшими залежами в основании потоков перидотитов на 1–2 уровнях, как правило над телами нижних ("базальных") руд. Третий тип – интрузивный – ассоциирует с дунитами, слагающими субвулканические тела. Для этого типа месторождений характерны либо небольшие залежи массивных руд, либо значительные по масштабам скопления бедных вкрапленных руд.

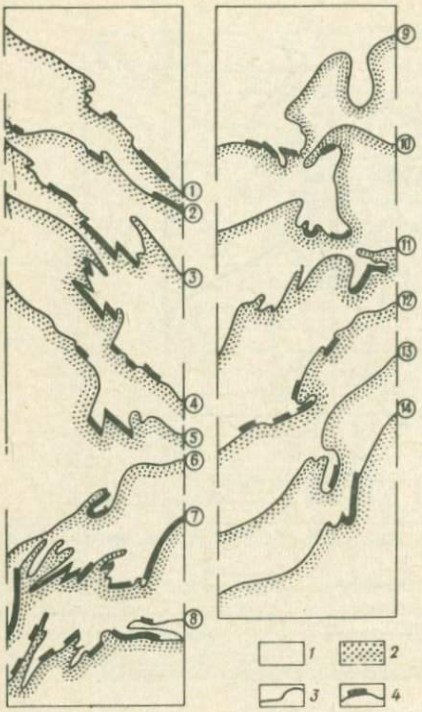


Рис. 60. Морфология рудоконтролирующего контакта и позиция рудных тел месторождений района Камбалда. *По К. Найту:*
1 – коматиитовая толща; *2* – толеитовые базальты; *3* – контакт "базальты–коматииты"; *4* – рудные тела (вне масштаба по мощности). Цифры в кружках (1–14) – месторождения: 1 – Виктор, 2 – Эдвин, 3 – Даркин, 4 – Гибб, 5 – Ланнон, 6 – Хант, 7 – Фишер, 8 – Джуан, 9 – Врот, 10 – Джеллатли, 11 – Оттер, 12 – Кен, 13 – Макмагон, 14 – Фостер

Основной промышленный интерес представляют "базальные" рудные тела. На всех изученных объектах такие залежи приурочены к линейным депрессиям в кровле толеитовых базальтов, ориентированным субпараллельно ограничениям зеленокаменных прогибов. Природа таких депрессий (локальных трогов) оживленно дискутируется после выдвижения концепции термоэрозии. Имеются доказательства проплавления пород основания сульфидными расплавами, хотя масштабы таких явлений оцениваются по-разному. Допускается сочетание депрессионных форм палеорельефа с процессами термоэрозии.

Коматиит-базальтовое заполнение зеленокаменных прогибов вовлечено в интенсивные деформации с развитием сложных складчатых форм (рис. 60). Хотя рудные тела по своей позиции существенно отличаются от обстановок возникновения, рудовмещающие троги (желоба) прослеживаются из разреза в разрез.

Хорошая изученность разреза позволяет надежно определять различные части околорудного пространства. Наибольшее значение имеет установление позиции рудоконтролирующей поверхности толеиты-коматииты. Обнаружение в ее пределах рудоносных депрессионных структур –

сложная задача, обычно решаемая сгущением сети буровых скважин либо проходкой подземных выработок.

Существенный вклад в разработку прогнозно-поисковых моделей сульфидных медно-никелевых месторождений норильского типа внес А.П. Лихачев [18]. Модель таких объектов и ее элементы (табл. 32), от-

Таблица 32

Прогнозные и поисковые признаки медно-никелевых месторождений в различных обстановках

Элементы модели месторождений	Обстановки (по вариантам положения эрозионного среза и возможностям прогноза и обнаружения рудных тел)					
	благоприятные		неопределенные		неблагоприятные	
Надрудное пространство						
Рама кровли рудоносного массива	+	К	+	К	+	К
Надынтрузивные литогеохимические ореолы	+	К	+	К	+	К
Надынтрузивные зоны экзоконтактовых изменений	+	К	+	К	+	К
Рудоносный интрузив:						
верхняя часть	+	К	+	К	±	К
средняя часть	+	К	–	–	+	К
проявления сопряженной рудной минерализации (Cr, Ti)	+	К	–	–	±	К
Рудовмещающее пространство						
Нижние (донные) части рудоносного массива	+	К	–	–	+	К
Надрудные геохимические ореолы	+	К	–	–	–	–
Вкрапленная и прожилковая сульфидная минерализация	+	О	–	–	±	О
Рудоконтролирующие контакты	+	О	±	К	+	К
Массивные руды	±	О	–		–	
Подрудное пространство						
Рама подошвы рудоносного массива	+	К	+	К	+	К
Подынтрузивные и подрудные литогеохимические ореолы	+	К	+	К	+	К
Подынтрузивные экзоконтактовые изменения	+	К	+	К	+	К

Примечание. Знаком "+" указано наличие признака на данном срезе, знаком "–" – отсутствие признака, знаком "±" – возможное наличие признака, знаком "О" – опознание признаками соответствующих частей геологического пространства: однозначное, знаком "К" – в комплексе с другими признаками.

вечающие признакам различных частей околорудного пространства, составляют основу для построения карт локального прогноза.

Зональное строение расслоенных базит-гипербазитовых комплексов и закономерное размещение в них рудной минерализации имеют существенное значение для прогнозных построений и целенаправленного ведения поисков. Значительный интерес в этом отношении представляет опыт изучения платиноносности массива Стиллуотер, обобщенный Горно-геологическим бюро шт. Монтана (США).

В качестве комплекса Стиллуотер выделяется субширотно ориентированный выход расслоенного базит-гипербазитового массива, протяженный по простиранию на 48 км. Полные размеры и форма массива остаются неизвестными. На его выходах в южной части гипербазиты контактируют с метаморфитами докембрия. Полная мощность массива также не установлена, так как с севера на массив несогласно налегают палеозойские и более молодые осадочные образования.

В обнажающейся части интрузивного массива падение расслоенных зон – в северных румбах под углами 45–80°. Столь крутое залегание пород отнесено за счет воздействия позднедокембрийских и последующих тектонических процессов.

Накопление пород, вмещающих массив Стиллуотер, датируется средним археем. Эти образования были вовлечены в складчатость и блоковые перемещения до позднего архея, до внедрения пород комплекса, датируемого 2,7 млрд лет. К этому же времени приурочено внедрение кварцевых монцонитов, метаморфизующих породы комплекса. К периоду 2,7–2,4 млрд лет отнесено внедрение даек основного состава. В начале раннего протерозоя предполагаются проявления регионального метаморфизма и деформаций. Интенсивная складчатость, сопровождавшаяся эрозией комплекса, относится к концу протерозоя – среднему кембрию. В дальнейшем предполагается погружение основной части массива с перекрытием его осадочными породами палеозоя мощностью от 2 до 3 км.

Массив Стиллуотер, имеющий максимальную мощность около 5,5 км, в целом представляет собой зональное, ритмично расслоенное тело, для выделения составляющих которого используется различная номенклатура и терминология.

При существенных различиях в детальном расчленении всеми исследователями выделяются одни и те же основные серии массива: Базальная, Ультраосновная и Полосчатая. В некоторых схемах расчленения эти серии обозначаются как зоны.

Базальная серия мощностью около 100 м состоит из нижней норитовой и верхней бронзититовой зон. В лежачем боку пород этой серии на контакте с метаседиментами местами отмечаются массивные и вкрапленные сульфидные руды.

Ультраосновная серия разделяется на перидотитовую и бронзититовую зоны с резкой границей между ними. В основании перидотитовой

зоны на контакте с Базальной серией обычны вкрапленные и массивные сульфидные руды (преимущественно пирротин с подчиненными пентландитом и халькопиритом). Для перидотитовой зоны характерно чередование слоев, различающихся по обогащенности оливином, хромитом и бронзитом. По распространенности и повторяемости таких слоев выделяется от 8 до 21 циклических единиц. Для части из них характерны тонкие слои хромититов, несущих платиноиды.

В лежачем боку массива Стиллуотер ниже Базальной зоны среди метаседиментов развиты дайки и силлы, которые рассматриваются как своеобразные "предшественники" главной фазы основного ультраосновного магматизма. Эти силлы и дайки, не испытавшие расслоения и дифференциации, должны быть наиболее близки по составу родоначальной магме комплекса Стиллуотер. Они разделяются на сравнительно однородные диабазы, бедные сульфидами, и нориты, несущие видимую сульфидную минерализацию.

Геолого-поисковое и горно-промышленное освоение массива Стиллуотер началось в 80-х годах прошлого века. Основными объектами поисков и эксплуатации являлись медно-никелевые руды в основании Базальной серии и у ее верхней границы с Ультраосновной серией; хромиты в перидотитовой зоне Ультраосновной серии; железные руды в метаседиментах лежачего бока.

Поиски платиноидов в 60-х годах велись на ряде площадей, а с 1968 г. были сосредоточены на двух горизонтах Полосчатой серии: нижнем, известном как риф *J–M*, и верхнем – месторождении Пикет Пин

Платиноиды впервые были обнаружены в образцах из слоистых габбро Полосчатой серии в 30-х годах. Обнаружение сперрилита и стибиопалладинита и сопоставление этой части комплекса Стиллуотер с рифом Меренского не привлекло особого внимания. Лишь в 60-е годы была выполнена серия анализов пород комплекса, однако повышенные содержания платиноидов были обнаружены только в хромититах нижних горизонтов.

В 1967–1968 гг. при реализации поисковой программы, основанной на сходстве Стиллуотерского комплекса с Бушвельдским, была выявлена платиноидная минерализация в хромититах Полосчатой серии на контакте с молодыми гранитами.

Развитие к 1968 г. высокочувствительных методов определения платиноидов позволило интенсифицировать геохимические поиски. Прослеживание гляциальных отложений с минерализацией привело к обнаружению в 1971–1972 гг. участков, обогащенных сульфидами, в графитсодержащих пегматоидных бронзититах нижней части Полосчатой серии. Рудоносный горизонт, впоследствии выделенный как риф *J–M*, одной из скважин был вскрыт в 1972 г., но опознан после передокументации и опробования керна лишь в 1974 г. Фактически к концу 1974 г. было определено возможное распространение горизонта, несущего платиноиды.

Проведенные в дальнейшем детализационные работы позволили оконтурить на западном фланге массива платиноносную зону протяженностью в 3,4 км при мощности около 2 м с содержанием (Pt + Pd) около 22,3 г/т при отношении Pt/Pd, равном 1:3,5. Технологические испытания руд показали возможность извлечения 85% (Pt + Pd), 69% Ni и 75% Cu. Эти результаты стимулировали форсирование оценочных и разведочных работ на выявленных участках и организацию поисков в других частях массива Стиллуотер.

Под названием рифа *J–M* выделяется горизонт Полосчатой зоны, несущий платиноиды. Этот горизонт ("рифовая пачка") охватывает часть оливиноносной зоны-I (по другой номенклатуре), троктолит-анортозитовой зоны-I. Рифовая пачка, сопоставимая с подзоной анортозиты-I троктолит-анортозитовой зоны, при вариациях мощности от 4 до 25 м резко меняется в составе как по падению, так и по простиранию. Лежачий бок пачки образуют габброидные кумуляты (габбро-I), а висячий – норитовые (нориты-II). Рифовая пачка прослежена без перерывов на 42 км при значительных вариациях в строении, составе и содержаниях платиноидов.

В районе штольни Миннеаполис основание рифовой пачки определяется по первому появлению пегматоидных обогащенных оливином пород. Пачка имеет несогласные взаимоотношения с нижележащими габброидными кумулятами. Контакт обычно фиксируется тонким слоем плагиоклазовых кумулятов, а иногда плагиоклаз-бронзитовых.

В идеализированном разрезе рифовой пачки снизу вверх выделяются пегматоидные, обогащенные оливином породы, плагиоклаз-оливиновые кумуляты, пятнистые анортозиты, плагиоклаз-бронзит-оливиновые породы, плагиоклаз-бронзитовые кумуляты.

Сульфиды в рифовой пачке ассоциируют с породами, обогащенными оливином, а также с так называемыми смешанными породами. Последние представляют собой плагиоклазовые кумуляты с интеркумулюсными бронзитом или авгитом, содержащие 20–40% кристаллов оливина, а также пегматоидных сростков бронзита и авгита. В этих породах развиты неправильные гнездообразные и глыбовидные обособления оливиновых и оливинсодержащих кумулятов.

Положение рифовой пачки и распределение в ней платиноидов зависят от внутреннего рельефа Полосчатой зоны. Выделяются четыре обстановки нахождения платиноидов.

1. Депрессии в породах рифовой пачки. Здесь содержания платиноидов и мощности рудных интервалов существенно выше средних значений.

2. Породы основания депрессий. Рудная минерализация концентрируется послойно в расслоенных габбро лежачего бока вблизи контакта с рифовой пачкой. Содержания платиноидов и мощности минерализован-

ных зон выше средних. Предполагается диффузионная природа таких зон.

3. Склоны депрессий в смешанных и "глыбовых" породах рифовой пачки. Предполагается, что эти породы возникли за счет гравитационного оползания и разрушения частично консолидированных сульфидоносных оливиновых слоев расплава. Платиноиды распределены неравномерно, как и глыбовые разности пород.

4. Секущие жилообразные обособления сульфидов с платиноидами в габбро лежачего бока. Такие скопления рудного вещества известны на расстоянии до 30 м ниже лежачего бока рифовой пачки. Они сопровождаются перекристаллизацией первичных минералов и содержат биотит. Допускается, что минерализация этого типа возникла за счет миграции летучих веществ из нижележащих расплавов при уплотнении возникшей смеси кристаллов.

В целом основной объем рудной минерализации сосредоточен в оливиновых и оливинсодержащих разностях пород. Сульфиды с платиноидами развиты в форме неравномерно распределенных интеркумулюсных зерен и гнезд.

Платиноносная зона Пикет Пин прослежена на 22 км. Она располагается на 3 км выше по разрезу рифа *J-M* вблизи кровли средней Полосчатой серии в самой верхней части анортозитовой подзоны II, в наиболее мощной анортозитовой составляющей Полосчатой серии. Зона платиноносной вкрапленной сульфидной минерализации развита в анортозитах (плагиоклазовые кумуляты) непосредственно под троктолитами (плагиоклаз-оливиновые кумуляты) оливиноносной подзоны V.

В анортозитовой подзоне II преобладают грубозернистые анортозиты. Среднезернистые анортозиты, образующие горизонт мощностью 5–15 м между грубозернистыми анортозитами и троктолитами, несут значительно меньшую долю рудной минерализации. Троктолиты, перекрывающие анортозиты, имеют с ними резкий контакт и обладают тонкой полосчатостью с хорошо выраженной флюидальностью. Под троктолитами развиты нориты, габбро-нориты и анортозиты, находящиеся в сложном чередовании.

По серии пересечений установлено, что мощность минерализованной зоны колеблется от нескольких сантиметров до первых метров при приуроченности к нечетко ограниченному интервалу в 10 м под верхней границей грубозернистых анортозитов. Меньший объем минерализации установлен в среднезернистых анортозитах. Троктолиты также содержат сульфиды, однако они не платиноносны – содержание Pt не превышает 5 мг/т.

При общем пластообразном, стратифицированном характере зоны в региональном масштабе сульфиды развиты в виде линзо- и лентообразных участков интерстициальной вкрапленности (доля сульфидов 1–5%).

Такие участки имеют максимальную мощность около 1,5 м при протяженности в десятки метров. На удалении до 150 м от контакта оливиновой и анортозитовой подзон установлены неправильные и трубообразные зоны, секущие расслоенность и, возможно, выходящие на основной рудоносный уровень. Эти зоны вкрапленной и сгустковой платиноносной сульфидной минерализации не связаны с тектоническими нарушениями и сформированы до завершения кристаллизации по крайней мере части интрузивных пород.

В крупнозернистых анортозитах сульфиды преимущественно ассоциируют с кварцсодержащими апатитоносными бедными пироксеном разностями. Сульфиды – моноклинный пирротин, халькопирит, пентландит– развиты в виде интерстициальной вкрапленности. Отмечаются маломощные участки массивных руд, приуроченные к гнездам пегматоидного сложения. Магнетит и ильменит обычно отсутствуют в зоне сульфидной минерализации. Сульфиды также развиты в среднезернистых анортозитах и отмечаются в троктолитах, где платиноносность не проявлена. В ассоциации с сульфидами часто отмечается тонкочешуйчатый графит.

Рассмотренные платиноносные горизонты занимают строго определенное положение в зональности комплекса Стиллуотер, что может быть использовано при оценке платиноносности подобных массивов.

Дж. Де Джеффроем и Т. Уинэллом [38] проведены исследования по оптимизации поисковых сетей на основе геометризованных моделей 9 важнейших типов месторождений цветных, редких и благородных металлов. Этими исследованиями были охвачены медно-молибденово- и молибден-меднопорфировые месторождения Северо-Американского Кордильерского пояса; золото-молибденово-медные и медно-рудные скарновые; месторождения колчеданного семейства в вулканогенных образованиях Северо-Американского щита; свинцово-цинковые стратиформные в карбонатных толщах Северо-Американской Арктической палеозойской платформы; скарновые полиметаллические и молибден-вольфрамовые; медно-никелевые в ультраосновных комплексах; золото-кварцевые жильные системы в породах Северо-Американского щита.

Для каждого типа месторождений статистически оценены размеры в горизонтальном сечении (длина, ширина и отношение длины к ширине). Эти данные (табл. 33) использованы для оптимизации поисковых сетей на основе оценки вероятности обнаружения месторождений геофизическими методами в аэро- и наземном вариантах при наблюдениях по параллельным профилям и по квадратной сети, а также бурением до 300 футов (около 90 м). Для каждого вида работ с учетом условий их проведения учитывались необходимые затраты.

Авторы рассматриваемой работы сопоставляли три варианта стратегии поисков: минимальный, максимальный и оптимальный. Первый вариант предусматривал обнаружение объекта с вероятностью не ниже

Статистические параметры моделей месторождений меди и молибдена в горизонтальных сечениях.
По материалам Дж. Де Джеффроя и Т. Уинэлла [38] с упрощениями и пересчетами

Месторождения	Число объектов в выборках	Параметры	Характеристика модели		Фактические данные по выборкам		
			Среднегеометрическое	Коэффициент дисперсии	Среднеарифметическое	Мода	Стандартное отклонение
Пиритовые ореолы медно-молибденово- и молибден-меднопорфировых месторождений	43	*l*	1944	0,35	2336	1662	1328
		b	1168	0,51	1347	1220	762
		l:b	1,68	–	1,73	1,36	–
Медно-молибденово- и молибден-меднопорфировые месторождения	57	*l*	948	0,06	1070	1067	98
		b	500	0,05	988	610	79
		l:b	1,9	–	1,08	1,75	–
Золото-молибденово-медные скарновые, сопровождающие молибден-меднопорфировые	15	*l*	808	0,05	853	815	277
		b	146	0,12	188	137	146
		l:b	5,5	–	4,5	6,7	–
Меднорудные скарновые, иногда ассоциирующие с молибден-меднопорфировыми месторождениями	23	*l*	388	0,21	508	350	450
		b	70	0,09	81	106	39
		l:b	5,5	–	6,3	3,3	–
Месторождения колчеданного семейства в вулканогенных толщах	102	*l*	288	0,12	392	214	357
		b	19	0,31	36	15	46
		l:b	15,1	–	10,9	14,3	–

Продолжение табл. 33

Месторождения	Число объектов в выборках	Параметры	Характеристика модели		Фактические данные по выборкам		
			Среднегеометрическое	Коэффициент дисперсии	Среднеарифметическое	Мода	Стандартное отклонение
Свинцово-цинковые стратиформные в карбонатных толщах	14	*l*	408	0,09	573	518	728
		b	164	0,09	201	110	143
		l:b	2,5	–	2,8	4,7	–
Скарновые полиметаллические	41	*l*	371	0,11	544	335	615
		b	34	0,18	47	64	55
		l:b	10,9	–	11,6	5,2	–
Скарновые молибден-вольфрамовые	37	*l*	220	0,93	268	244	193
		b	14	0,31	28	12	27
		l:b	15,7	–	9,6	20,3	–
Медно-никелевые в ультраосновных комплексах	25	*l*	334	0,11	445	228	391
		b	19	0,25	35	10	45
		l:b	17,6	–	12,7	22,8	–
Кварцево-золоторудные жильные системы	50	*l*	535	0,08	673	671	484
		b	5,5	0,32	15	12	18
		l:b	97,2	–	44,8	55,9	–

0,5 при минимальных затратах. Это допустимо для быстрого опоискования значительных по масштабам слабо изученных перспективных площадей.

Максимальный вариант требовал весьма высокого уровня вероятности обнаружения месторождения независимо от уровня затрат. Этот вариант допустим при ведении поисков на ограниченных площадях с высокими перспективами рудоносности.

Оптимальный вариант (компромиссный) находится путем максимизации вероятности обнаружения месторождения при минимизации затрат на основе динамического моделирования.

Обнаружение медно-молибденово- и молибден-меднопорфировых месторождений в значительной мере облегчается наличием вокруг них обширных пиритовых ореолов (см. табл. 33). При оптимизации поисковых сетей учтена эффективность использования аэрогеофизических (электромагнитные методы, магнитометрия) и наземных (магнитометрия, вызванная поляризация) геофизических методов. Получение прямой поисковой информации, включая геохимическую, обеспечивается при проходке скважин.

Такой же комплекс методов учтен при оптимизации сетей для поисков скарновых золото-молибденово-медных и меднорудных месторождений, обычных на периферии меднопорфировых систем (табл. 34).

Месторождения колчеданного семейства в вулканогенных толщах (тип Норанда) обладают ограниченными размерами в горизонтальных сечениях и труднодоступны для обнаружения дистанционными и косвенными методами. Дж. Де Джеффроем и Т.Уинэллом при оптимизации сетей учитывались разрешающие возможности сочетаний различных методов в двух вариантах (см. табл. 34): электромагнитные + магнитометрия + + гравиметрия; вызванная поляризация + магнитометрия + гравиметрия. Такой же комплекс условно принят и для свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах (тип Пайн Пойнт), а также для скарновых полиметаллических, приуроченных к контактам монцонитов с известняками (см. табл. 34). При оптимизации сетей для поисков сульфидных медно-никелевых месторождений в ультраосновных комплексах (тип Линн Лейк) учитывается тот же набор аэрогеофизических методов, что и для меднопорфировых месторождений. Наземный комплекс дополняется гравиметрическими работами, поисковая эффективность которых неоднозначна. Рассчитанные Дж. Де Джеффроем и Т. Уинэллом затраты на аэрогеофизические методы в оптимизированном варианте сетей (см. табл. 34) предполагают высокую вероятность обнаружения объектов, с чем трудно согласиться.

Для скарновых молибден-вольфрамовых месторождений и кварцевозолоторудных жильных систем цитируемые авторы оптимизировали сети лишь для наземного варианта работ (см. табл. 36), что соответствует сложности для обнаружения таких объектов.

Таблица 34

Оптимальные параметры поисковых сетей для обнаружения месторождений, рассчитанные по их модельным размерам (см. табл. 33). *По материалам Дж. Де Джеффроя и Т.Уинэлла* [38] *с упрощениями и пересчетами*

Месторождения	Аэрогеофизические методы						Наземные геофизические методы			Бурение до глубины 300 футов		
	Параллельные профили			Квадратная сеть			Квадратная сеть			Квадратная сеть		
	Расстояние, м	Затраты, долл/км^2	Вероятность обнаружения	Расстояние, м	Затраты, долл/км^2	Вероятность обнаружения	Расстояние, м	Затраты, долл/км^2	Вероятность обнаружения	Расстояние, м	Затраты, долл/км^2	Вероятность обнаружения
Месторождения меди и молибдена												
Пиритовые ореолы медно-молибденово- и молибден-меднопорфировых месторождений	1867	77	0,86	2205	93	0,93	–	–	–	–	–	–
Медно-молибденово- и молибден-меднопорфировые месторождения	884	103	0,79	1208	128	0,86	518	228	0,80	518	13–39	0,80
Золото-молибденово-медные скарновые, сопровождающие молибден-медно-порфировые	550	133	0,82	780	165	0,98	305	380	0,90	305	91–102	0,90–0,99
Меднорудные скарновые, иногда ассоциирующие с молибден-меднопорфировыми	275	212	0,82	490	230	0,84	168	748	0,92	168	206–260	0,92–0,96
Месторождения меди, свинца и цинка												
Месторождения колчеданного семейства в вулканогенных толщах	228	243	0,79	570	205	0,62	107	1340	0,95	107	598	0,85
Свинцово-цинковые стратиформные в карбонатных толщах	469	160	0,78	619	194	0,77	228	520	0,89	228	150	0,89
Скарновые полиметаллические	244	232	0,82	473	237	0,83	152	842	0,75	152	309	0,75
Месторождения вольфрама, молибдена, меди, никеля и золота												
Скарновые молибден-вольфрамовые	–	–	–	–	–	–	106	1340	0,84	106	600	0,84
Медно-никелевые в ультраосновных комплексах	366	172	0,75	637	190	0,76	152	842	0,72	152	309	0,72
Кварцево-золоторудные жильные системы	–	–	–	–	–	–	168	748	0,66	168	260	0,66

Исследования, выполненные Дж. Де Джеффроем и Т. Уинэллом [38], представляют значительный интерес в плане общего методического подхода, сопоставления параметров сетей и затрат на поиски для разных типов месторождений с различными размерами горизонтальных сечений рудных тел. Вместе с тем, конкретные значения характеристик сетей, особенно для аэрогеофизических методов, вряд ли можно считать обоснованными в силу того, что во многих случаях их разрешающие возможности невысоки, а результаты неоднозначны. Другим ограничением использования параметров сетей работ по косвенному обнаружению месторождений служит то обстоятельство, что оптимизация сетей проведена Дж. Де Джеффроем и Т. Уинэллом применительно к объектам неглубокого залегания.

В то же время подходы, развитые в рассмотренной работе, заслуживают весьма широкого использования, в первую очередь, при "методной" детализации прогнозно-поисковых комплексов с учетом специфики нахождения месторождений и условий ведения работ. Важно отметить, что сопоставление параметров сетей для различных методов и затрат на их выполнение создает необходимые предпосылки для оптимизации прогнозно-поисковых комплексов на экономической основе. Естественно, что при такой оптимизации главным должна являться высокая вероятность обнаружения объектов поисков тем или иным методом.

ПРИНЦИПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ТРЕБОВАНИЙ К РЕЗУЛЬТАТАМ И КАЧЕСТВУ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

Эффективное решение задач прикладной металлогении обеспечивается созданием и использованием в практике прогнозно-поисковых комплексов (ППК), представляющих собою технологические схемы реализации геологоразведочного процесса – от прогноза зон и районов до оценки локальных перспективных участков.

Оптимальные прогнозно-поисковые комплексы должны базироваться на современных достижениях в изучении строения месторождений и закономерностей их размещения, в области региональной и специальной металлогении и теории рудогенеза, что в сумме составляет геолого-генетические основы прогноза и поисков. Принципы формирования прогнозно-поисковых комплексов требуют увязки упомянутых основ, определяющих модели объектов прогноза и поисков, со стадийностью геологоразведочного процесса, с задачами различных стадий, видами и методами работ на базе системного подхода.

В геологоразведочном процессе необходимо соблюдение принципа соответствия между стадиями (подстадиями) работ и объектами поисков (выявления). Подобные объекты эквивалентны прогнозно-металлогеническим категориям разного ранга: металлогеническим провинциям, металлогеническим зонам, потенциальным рудным районам, потенци-

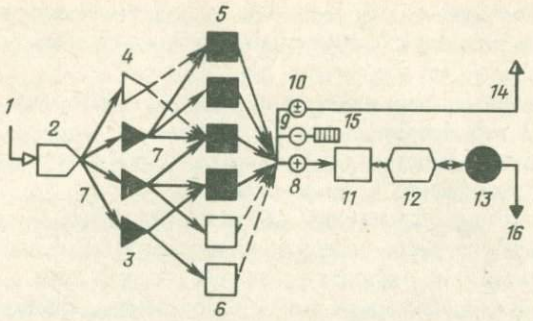


Рис. 61. Блок-схема стадии прогнозно-поискового комплекса:
1 – переход от предшествующей стадии, *2* – стадия работ, *3–4* – методы работ: *3* – обязательные, *4* – дублирующие либо избыточные; *5–6* – признаки объектов: *5* – необходимые, *6* – дополнительные; *7* – связи методы-признаки и признаки-объекты (основные и второстепенные); *8–10* – результаты работы: *8* – положительные, *9* – отрицательные, *10* – неопределенные; *11–13* – объекты прогноза и поисков: *11* – геологические, *12* – металлогенические, *13* – ресурсы и запасы; *14* – возврат к предшествующей стадии; *15* – прекращение работ, *16* – переход к последующей стадии

альным рудным полям и перспективным (поисковым) участкам. На поздних стадиях объектами, подлежащими обнаружению, являются рудопроявления, рудные тела и промышленные рудные тела (месторождения). Приведенный ряд объектов при соблюдении принципа соответствия должен быть эквивалентен ряду отрезков геологоразведочного процесса: мелкомасштабному, среднемасштабному и крупномасштабному прогнозу, общим поискам, детальным поискам, поисково-оценочным работам, предварительной и детальной разведке.

Каждый объект прогноза и поисков обладает комплексом признаков, установленных всем опытом металлогенического анализа и изучения закономерностей размещения месторождений. Обнаружение того или иного признака любой из групп обеспечивается постановкой определенных методов работ на соответствующих стадиях геологоразведочного процесса. Каждой стадии геологоразведочного процесса соответствуют однотипные по структуре блоки ППК (рис. 61), а всему процессу – сумма сопряженных по вертикали (по времени) блоков ППК, что отражает принцип последовательного приближения.

Каждый блок ППК представляет собой систему "методы–признаки–объекты", связи и соотношения в которой определяются принципом соответствия и должны обеспечивать достижение цели работ определенной стадии геологоразведочного процесса.

Для формирования блоков ППК необходимо решение следующих задач:

создание геологической модели объекта прогноза и поисков в форме набора элементов и признаков:

разделение признаков на необходимые и дополнительные;

оценка опознаваемости объекта отдельными признаками и их сочетаниями;

формирование набора методов из числа применяемых в регионе либо известных в геологоразведочной практике;

оценка выявляемости признаков методами (сочетаниями методов) с учетом их разрешающих возможностей.

При оценке опознаваемости объектов признаками требуется учет обстановок ведения работ по прогнозу и поискам. Признаки могут быть информативными в отношении опознания объекта либо в любых обстановках, либо в специфических, т.е. в благоприятных обстановках, возникающих в исключительных случаях. С другой стороны, объекты могут быть опознаны одним признаком, несколькими признаками либо комплексом всех известных признаков. Не исключено, что количество известных в настоящее время признаков недостаточно для уверенного выявления объекта при прогнозе и поисках. В подобной ситуации формируется задача по доработке модели соответствующего объекта.

Оптимизация в звене "признаки–объекты" в конечном итоге обеспечивает формирование комплекса характеристик, необходимых для оценки уровня изученности территорий, проведения их прогнозной оценки и определения задач дальнейших геологоразведочных работ.

Оценка выявляемости признаков методами проводится в отношении необходимых признаков и имеет своей целью разделить методы на обязательные, дублирующие и избыточные с исключением из комплекса двух последних категорий. Оптимизация в звене "методы–признаки" обеспечивает формирование набора методов, необходимых для решения задач соответствующей стадии.

Оптимизация в звеньях "признаки–объекты" и "методы–признаки", проведенная в каждом блоке, обеспечивает создание полного, основного варианта ППК. Вместе с тем, различная степень благоприятности геологических обстановок для выполнения работ по прогнозу и поискам, а также высокая эффективность отдельных методов в некоторых условиях определяют возможность получения сокращенных вариантов реализация ППК. Эти варианты применимы в тех случаях, когда методы, поставленные на ранних стадиях, могут обеспечить решение задач последующих стадий, даже далеко отстоящих. Кроме того, сокращенные варианты возможны в таких ситуациях, когда на изучаемой площади те или иные признаки выявлены предшествующими работами. Соответственно сокращение определяется исключением части методов конкретных стадий либо отдельных стадий полностью. При этом, однако, следует иметь в виду, что сокращенные варианты приложимы к определенным частям площади, отвечающим указанным условиям, а применение сокращенных вариантов на конкретных участках не исключает необходимость всех работ ППК на остальной площади.

Рассмотренные принципиальные схемы формирования оптимальных комплексов работ в системе "прогноз–поиск–оценка" регламентируют требования к стадиям (подстадиям) и методам работ в соответствии с объектами поисков и их признаками. Критический анализ используемых комплексов методов, оценка их информативности в отношении выявленных признаков и установление опознаваемости объектов поиска признаками позволяют исключить те методы, которые либо дублируют другие, либо устанавливают второстепенные признаки. С другой стороны, подобный анализ позволяет определить методы, информативность которых столь высока, что они уже на ранних стадиях обеспечивают опознание объектов поисков, принадлежащих к целям работ заключительных стадий.

Синтез информации, полученной при названных направлениях оценок методов и признаков, обеспечивает выбор и обоснование оптимальных схем комплексирования, которые, естественно, отражают современный уровень знаний, но в то же время формируют требования как к геолого-генетическим основам прогнозирования, так и к методам поисков.

Прогнозно-поисковые комплексы составляют основу требований к результатам и качеству геологоразведочных работ и определяют их затратную часть, выраженную в предельных нормативах стоимости единицы геологического задания.

Принятые Министерством геологии СССР требования к результатам и качеству геологоразведочных работ основаны на их этапности и стадийности. Для каждой стадии по группам полезных ископаемых определен перечень необходимых методов и видов работ, показатели геологического задания и предельных нормативов их стоимости; сформулирован конечный результат работ в виде перечня материалов, обеспечивающих выполнение геологического задания; оговорены требования к изученности предшествующими работами и необходимые условия для постановки данной стадии. Оценочными показателями результативности и качества служат соответствующие категории ресурсов и запасов, а также главные виды итоговых материалов. Для оценки категорийности качества используют следующие критерии, отражающие геологическую эффективность работ, достоверность получаемых результатов и степень обоснованности подготовки площадей для постановки последующих стадий, определения прогнозных ресурсов и запасов.

Требования к конечным результатам и качеству геологоразведочных работ

Конечный результат работ

1. Геолого-геофизические и геохимические материалы опережающих исследований.

2. Геологические материалы в площадном и объемном выражении по рудно-

му полю и участкам детализации, составленные в соответствии с инструкциями (ОСТ, СТП, прогнозно-поисковыми комплексами).

3. Площади поисково-оценочных объектов с оценкой прогнозных ресурсов категорий P_2 и P_1^* (на основе районных браковочных кондиций). Определение достоверности предшествующих оценок ресурсов категории P_2.

Требования к изученности и условия для постановки работ данной стадии

Геологические, геофизические, геохимические и прогнозные карты масштаба 1:50 000. Площади потенциальных рудных полей, прогнозные ресурсы категории P_2 по геолого-промышленным типам месторождений.

Оценочные показатели результативности и качества

Поисково-оценочные объекты.
Прогнозные ресурсы категорий P_2 и P_1^*.
Вовлечение в поиски площадей с оценочными ресурсами категории P_2.

Критерии оценки качества работ

Высшая категория

1. Полное соблюдение требований инструкций (ОСТ, СТП, прогнозно-поисковых комплексов), выявление крупных объектов.
2. Применение новых методов, методик, технических и аппаратурных средств.
3. Обоснование выделения участков для постановки поисково-оценочных работ с включением в проекты планов геологоразведочных работ по ПГО.
4. Удельные затраты по прогнозным ресурсам ниже проектных.
5. Принятие отчета с отличной оценкой.

Первая категория.

1. Полное соблюдение требований инструкций (ОСТ, СТП, прогнозно-поисковых комплексов).
2. Обоснование выделения перспективных объектов (участков).
3. Принятие отчета с хорошей оценкой.

Конкретизация требований к результативности и качеству применительно к определенным геолого-промышленным типам месторождений ведущих видов минерального сырья с учетом обстановок нахождения месторождений и условий ведения работ обеспечивает создание прогрессивных технологических схем геологоразведочного процесса на основе научно-технических достижений. Введение в комплексы обязательных к исполнению технологически необходимых научно-исследовательских и опытно-методических работ, в первую очередь по крупномасштабному и локальному прогнозу, создает необходимые предпосылки для постоянного совершенствования таких схем за счет внедрения передовых разработок.

Требования к результатам и качеству работ ориентированы на получение положительных результатов на каждой стадии, что определяет

---

* P_1 – только для месторождений простого геологического строения.

необходимость строгого выбора объектов для постановки работ и комплексного обоснования перспектив при выполнении предпроектных прогнозных построений. По результатам работ каждой стадии должны проводиться оценка надежности определяемых прогнозных ресурсов либо геолого-экономическая оценка запасов полезных ископаемых (с соответствующей детальностью).

На некоторых стадиях геологоразведочного процесса (особенно поисковых) возможно получение отрицательных результатов при применении рационального комплекса видов и методов работ и качественном их исполнении. При отсутствии прогнозировавшихся объектов на площади работ их результаты не могут относиться к высшей категории качества. В случае несоответствия масштабов и характеристик изучавшихся объектов геолого-экономическим требованиям проводится анализ причин получения отрицательного результата с определением роли объективных и субъективных факторов. Оценка работ дается на основе этого анализа.

В целом, в современных требованиях к результатам и качеству геологоразведочных работ увязаны современные достижения в области прикладной металлогении и в создании прогнозно-поисковых моделей месторождений; оптимальные комплексы видов и методов работ, приведенные в соответствие с моделями объектов прогноза, поисков, оценки, разведки; экономические показатели геологоразведочного процесса.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ОЦЕНКИ РЕЗУЛЬТАТИВНОСТИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

Перевод геологоразведочного процесса на индустриальные основы, характерный для ряда стран, создание и внедрение прогрессивных технологий и методик прогноза и поисков рудных месторождений имеют определяющее значение для разработки систем управления развитием минерально-сырьевой базы на ближнюю и дальнюю перспективу. Формирование подобных систем требует проведения ретроспективного анализа результативности и качества геологоразведочных работ. Общепринятые методики такого рода оценок пока отсутствуют, хотя их необходимость диктуется задачами определения путей повышения эффективности работ всех стадий.

Обычный прием оценки результативности геологоразведочных работ – сопоставление приростов запасов того или иного металла (группы металлов) по различным временным отрезкам с определением среднегодовых приростов. Такие оценки получают более конкретное выражение при учете выявляемости месторождений различных геолого-промышленных типов, определении частоты обнаружения крупных и уникальных месторождений и установлении темпов прироста запасов тех или иных металлов с учетом времени открытия и роли месторождений различных типов и масштабов. Подобные характеристики прямо влияют на выбор

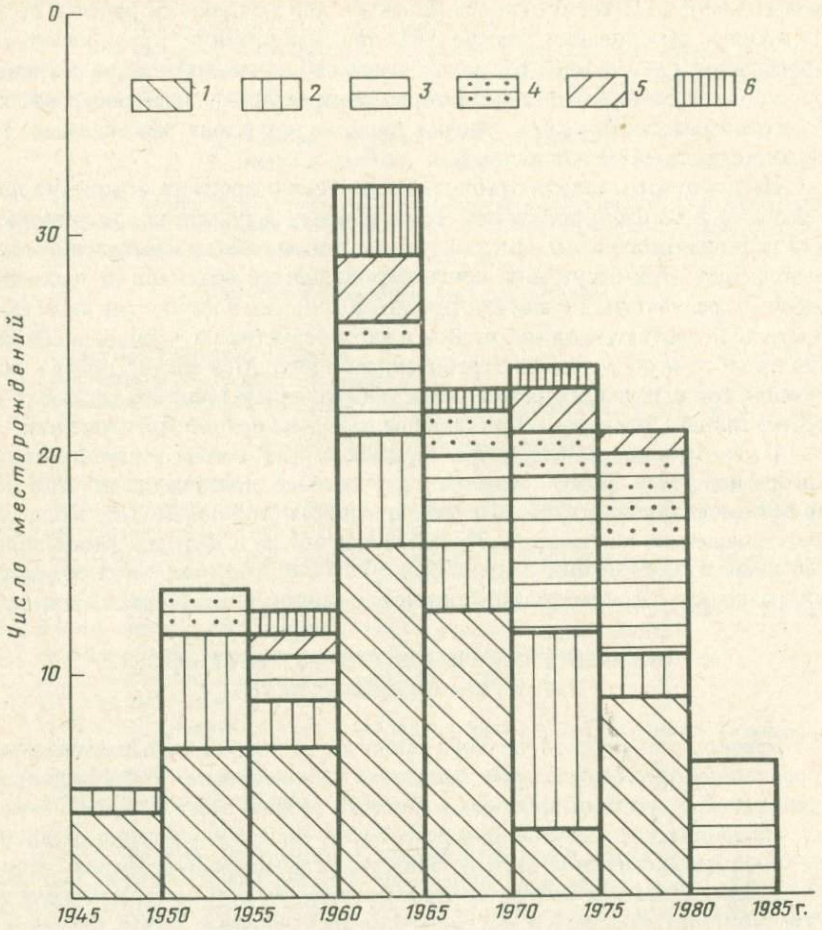


Рис. 62. Распределение месторождений меди (*1*), свинца и цинка (*2*), золота и серебра (*3*), урана (*4*), молибдена (*5*) и никеля (*6*) по периодам открытия [36]

стратегии геологоразведочных работ, определение их приоритетных направлений и долгосрочный прогноз развития минерально-сырьевой базы.

По данным Д. Кука, за 1943–1985 гг. было открыто 150 значительных по масштабам месторождений меди, свинца и цинка, золота и серебра, урана, молибдена и никеля, подавляющее большинство которых принадлежит к категории крупных и уникальных. В среднем на каждый год этого сорокалетнего периода приходится около четырех крупных открытий. Наибольшей результативностью поисков характеризуются 1960–1965 гг. (рис. 62). В последующие 15 лет наблюдается стабилиза-

ция в открываемости значительных по масштабам месторождений – от 21 до 24 за каждое пятилетие. Спад числа открытий в 1980–1985 гг. кажущийся, поскольку он определяется очевидной неполнотой информации за этот период.

Обращает на себя внимание высокая результативность работ по выявлению меднорудных месторождений значительных масштабов. За 1943–1978 гг. открыто 59 месторождений меди – из них 38 – меднопорфировых, 9 – медно-цинковоколчеданных, 6 – медистых песчаников, 6 – других типов. Основные открытия свинцово-цинковых месторождений также приходятся на 1943–1978 гг., когда было обнаружено 20 колчеданно-полиметаллических месторождений и 7 свинцово-цинковых в карбонатных толщах. Наиболее значительные золоторудные и золото-серебряные объекты выявлены в 1958–1983 гг. В их числе 18 стратиформных и стратоидных, 7 жильных, 3 штокверковых в изверженных породах. Большинство из 11 значительных месторождений урана, обнаруженных в 1953–1978 гг., относится к типу несогласия, а все 7 крупных месторождений молибдена, открытых в 1956–1980 гг., принадлежат к штокверковым молибден-порфировым.

Распределение месторождений цветных и благородных металлов по периодам открытия, суммарным и средним запасам отражено в табл. 35 и на рис. 63–65. По этим материалам и другим данным устанавливаются некоторые тенденции направленности и развития геологоразведочных работ на различные геолого-промышленные типы месторождений в разные периоды.

Вне зависимости от геолого-экономических факторов, влияющих на развитие минерально-сырьевой базы, месторождения цветных и благородных металлов по темпам и периодам открытий отчетливо разделяются на три группы.

Первая группа – месторождения хорошо изученных геолого-промышленных типов, освоенные геологическими службами и горнодобывающей промышленностью. К их числу относятся месторождения колчеданного семейства, медно-порфировые, медистые песчаники и сланцы, жильные золоторудные месторождения. Характерные для части из этих типов периоды высокой открываемости (медно-порфировые – 1961–1967 гг., колчеданного семейства – 1969–1976 гг.) в значительной мере связаны с выявлением закономерностей размещения месторождений и пересмотром их геолого-генетических моделей.

Так, наиболее значительные открытия медно-порфировых месторождений в 1961 г. стали следствием развития поисковых работ на базе познанных закономерностей на новых площадях вулкано-плутонических поясов Юго-Запада США (Саффорд, Аризона, общие запасы меди 12,3 млн т), Перу (Куахоне, 4,6 млн т), Юго-Восточной Азии (Маркоппер, Филиппины, 780 тыс. т). Пересмотр вопросов генезиса месторождений колчеданного семейства стимулировал открытие новых объектов в зеле-

Таблица 35

Темпы прироста запасов цветных и благородных металлов по основным типам зарубежных месторождений. *По данным Д. Кука* [*36*]

Геолого-промышленные типы месторождений	Периоды обнаружения, гг.	Число открытых месторождений	Средняя периодичность обнаружения одного месторождения, лет	Общие запасы: всего / среднего месторождения / темпы прироста				
				млн т			тыс. т	
				Cu	Zn	Pb	Au	Ag
Цинково-медно-колчеданные	1956–1978	9	2,4	8,7 0,97 0,4	18,4 2,04 0,84	–	–	12,65 1,4 0,58
Медно-порфировые	1943–1978	38	0,9	146,0 3,8 4,17	–	–	2,6 0,07 0,07	28,3 0,75 0,81
Медистые песчаники	1950–1972	6	3,7	15,5 2,6 0,70	2,25 0,38 0,1	–	–	5,9 0,95 0,27
Итого по меднорудным месторождениям	1943–1978	53	0,7	170,2 3,21 4,86	20,65 0,39 0,59	–	2,6 0,05 0,07	46,85 0,88 1,34
Колчеданно-полиметаллические	1952–1978	20	1,3	10,2 0,5 0,4	97,6 4,88 3,75	39,1 1,95 1,5	–	57,7 2,9 2,2
Свинцово-цинковые в карбонатных толщах	1947–1965	7	2,6	–	7,85 1,12 0,44	14,0 2,0 0,78	–	–
Итого по свинцово-цинковым месторождениям	1947–1948	27	1,15	10,2 0,38 0,33	105,45 3,90 3,40	53,1 1,97 1,71	–	57,7 2,14 1,86
Золоторудные стратиформные и стратоидные	1958–1983	18	1,4	–	–	–	2,075 0,122 0,082	2,47 0,145 0,112
Золото-серебряные жильные	1958–1982	7	3,4	–	–	–	0,270 0,038 0,011	4,35 0,61 0,18
Золото-серебряные штокверковые	1983–1975	3	4	–	–	–	0,03 0,01 0,002	6,3 2,1 0,52
Итого по золоторудным и золото-серебряным	1958–1983	28	0,9	–	–	–	2,375 0,085 0,095	13,12 0,47 0,52
Всего: (средние темпы абсолютного прироста запасов за 1945–1985 гг.)	1943–1983	108	0,37	180,4 1,67 4,5 14,4	126,1 1,17 3,15 9,5	53,1 0,49 1,33 14,1	4,975 0,046 0,124 1,2	117,67 1,09 2,94 12,6

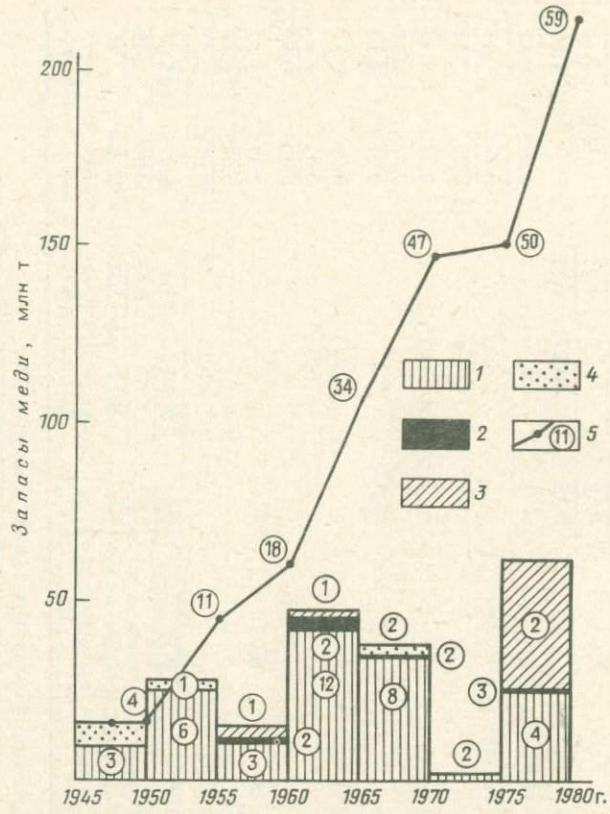


Рис. 63. Распределение запасов меди по основным типам месторождений и по времени открытия [36]:
1–4 – месторождения: *1* – меднопорфировые, *2* – цинково-медноколчеданные, *3* – другие типы, *4* – медистые песчаники; *5* – кумулятивные запасы. Цифры в кружках – число месторождений

нокаменных поясах на территории Канады и США, а также в вулканогенно-осадочных и осадочных комплексах Аляски, где в 1975 г. было открыто 4 крупных колчеданно-полиметаллических месторождения (Рэд Дог – с общими запасами суммы свинца и цинка 22,1 млн т, Поларис – 4,3 млн т, Арктика – 2,3 млн т, Гринс Крик – 1,1 млн т).

Спады результативности поисков части типов месторождений данной группы в значительной мере обусловлены исчерпанием потенциально перспективных площадей. Так, за 1950–1972 гг. открыто лишь 6 значительных месторождений типа медистых песчаников и сланцев. При этом перерывы между открытиями достигали 6 лет. После открытия в 1952 г. в Замбии месторождения Чамбиши с запасами меди 3,5 млн т прошло

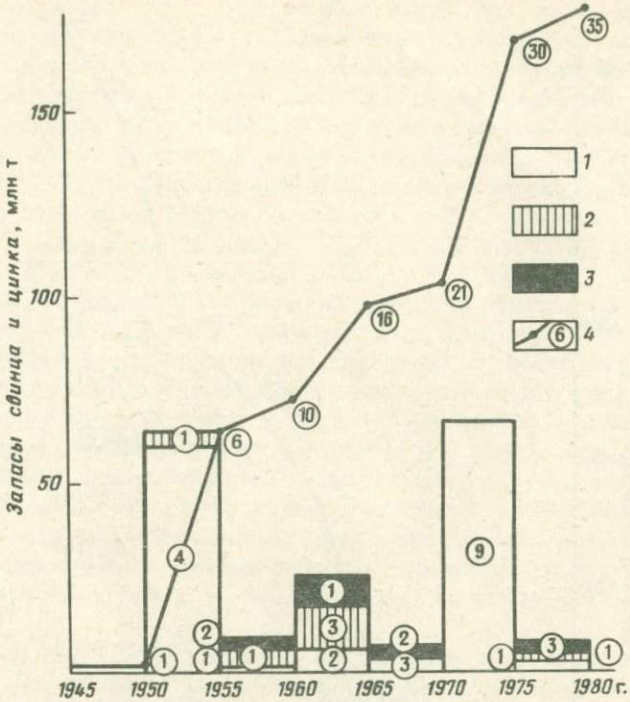


Рис. 64. Распределение суммарных запасов свинца и цинка по основным типам месторождений и по времени открытия [36]:
1–3 – месторождения: *1* – колчеданно-полиметаллические, *2* – стратиформные в карбонатных толщах, *3* – цинково-медноколчеданные; *4* – кумулятивные запасы. Цифры в кружках – число месторождений

17 лет до обнаружения в Заире месторождения Мусоши (запасы меди 2,8 млн т, цинка 2,0 млн т). Естественно, что сдерживающее влияние на результативность поисков оказало и повышение их глубинности.

Вторая группа месторождений – объекты, которые были обнаружены в послевоенный период в качестве новых типов, но перспективы их выявления были относительно быстро исчерпаны. Показательным примером в этом отношении служат свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах. После обнаружения в США в 1947 г. месторождения Индиана Крик лишь в 1955 г. была открыта группа объектов района Вайбурнум Тренд с суммарными запасами свинца и цинка 4,6 млн т. Открытиями в 1962 г. в том же шт. Миссури месторождений Озарк (2,5 млн т суммы свинца и цинка) и Магмонт (около 1 млн т суммы металлов) практически были исчерпаны доступные перспективы потенциально рудоносных площадей. Лишь в 1980 г. было найдено месторождение Уэст Форк с суммарными запасами свинца и цинка 1,3 млн т.

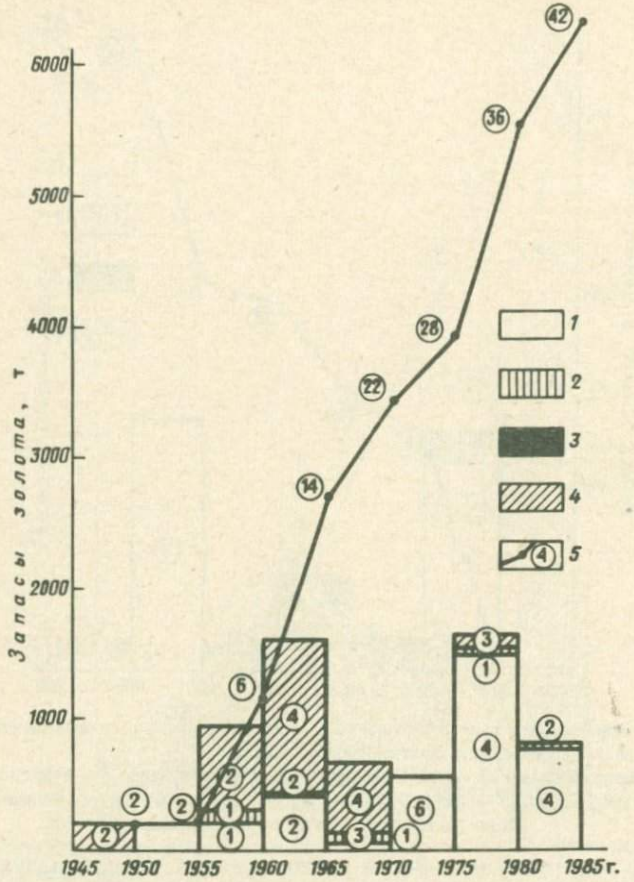


Рис. 65. Распределение запасов золота по основным типам месторождений и по времени открытия [36]:
1–4 – месторождения: *1–3* – золоторудные и золото-серебряные (*1* – стратиформные и стратоидные, *2* – жильные, *3* – штокверковые в изверженных породах), *4* – меднорудные золотосодержащие (цинково-медноколчеданные и меднопорфировые); *5* – кумулятивные запасы. Цифры в кружках – число месторождений с учтенными запасами

Третья группа месторождений – объекты, выдвинувшиеся в конце 50-х – начале 60-х годов в качестве новых типов и обладающие значительными перспективами выявления в будущем. Это относится в первую очередь к стратиформным и стратоидным золоторудным месторождениям. Обнаружение в 1962 г. в США (шт. Невада) стратиформного месторождения золота Карлин привлекло к этому типу значительное внима-

ние. Однако ограниченность информации и противоречивые генетические интерпретации отрицательно сказались на результативности поисков подобных месторождений на других территориях. В последующие четыре года было открыто два значительных по масштабам объекта в том же шт. Невада: Голд Кворри (1963 г.) с запасами золота около 200 т и Кортец, где в 1966 г. были существенно увеличены запасы (до 50 т золота). С 1972 по 1983 гг. открытия месторождений этого типа следовали почти ежегодно. В их числе Телфер (Австралия) – 1972 г., запасы свыше 100 т золота; Детур Лейк (Канада) – 1974 г., 108 т золота; Мак Лафлин (США) – 1980 г., 100 т, Мискьют (США) – 1981 г.,70 т; Хемло (Канада) – 1981 г., свыше 600 т. В целом, нарастание результативности поисков месторождений данного типа может быть связано не только с расширением информации, необходимой для создания соответствующих методик, но и с преодолением своеобразного психологического барьера – организацией поисков золоторудных месторождений в амагматичных терригенных, метатерригенных и осадочно-вулканогенных комплексах, в обстановках, традиционно считавшихся бесперспективными на рудные месторождения. "Пиковые" периоды открытий 1970–1975 и 1980–1985 гг. вряд ли могут быть отнесены к предвестникам последующего спада общей результативности, поскольку названные выше объекты были обнаружены в районах с уже известными месторождениями данного типа.

Новый тип золото-серебряных месторождений – штокверковый в изверженных породах – после открытия в 1963 г. в Канаде (Британская Колумбия) крупного месторождения Эквити Силвер (запасы серебра по разным источникам – от 2 до 3 тыс. т, золота – около 30 т), как кажется, не привлек особого внимания поисковиков. Обнаружение следующего крупного объекта – Деламар (США, Айдахо) с запасами серебра 1,5 тыс. т последовало лишь в 1975 г. Представляется, что зарубежные геологоразведочные работы на этот тип месторождений находятся на начальном периоде и в последующем возможны новые значительные открытия.

В целом, из анализа открываемости месторождений устанавливается следующая главная тенденция развития и результативности геологоразведочных работ. В периоды, непосредственно следующие за выявлением новых типов месторождений, открытий таких объектов, как правило, не происходит. Эти периоды – периоды адаптации поисков к новой информации, психологической перестройки и переработки комплекса поисковых методов могут занимать от 5 до 10 лет. В дальнейшем результативность работ довольно резко возрастает, появляются "пиковые" периоды открытий, после чего новые открытия относительно равномерно распределяются по времени. Спады результативности в подавляющем большинстве случаев обусловлены исчерпанием фонда площадей, доступных для быстрого и (или) относительно дешевого поискового освоения. Время прекращения открытий определяется темпами изучения соответ-

ствующих площадей. Новые циклы открытий, как правило, связаны с выявлением перспективных территорий либо с переоценкой металлогенического потенциала и соответствующей переориентировкой геологоразведочных работ.

К числу сравнительно новых типов месторождений, возможности обнаружения которых оцениваются многими исследователями весьма высоко, принадлежат стратиформные и стратиодные золоторудные и штокверковые золото-серебряные. Противоречивость геолого-генетических интерпретаций таких объектов, отмеченная в зарубежной и отечественной литературе, так или иначе влияет на стратегию и тактику геологоразведочных работ, на прогнозно-поисковые модели месторождений и комплексы поисковых методов и в конечном итоге на результативность поисков.

Обнаружение крупных и уникальных месторождений существенно влияет на развитие минерально-сырьевой базы, что неоднократно отмечалось многими исследователями, анализировавшими роль значительных по масштабам месторождений в запасах того или иного металла. В табл. 35 приведена оценка темпов развития минерально-сырьевой базы цветных и благородных металлов за счет открытия крупных и уникальных месторождений и их значения для абсолютного прироста запасов.

Наращивание запасов меди за анализируемый период происходило преимущественно за счет меднопорфировых месторождений, преобладающих над другими типами как по числу открытий, так и по масштабам (см. табл. 35, рис. 63). При обнаруживаемости таких объектов в среднем по одному за каждый год средние их запасы составляют 3,8 млн т, что решающим образом влияет на темпы наращивания запасов (4,5 млн т в год), однако последние величины составляют лишь около 30% абсолютного прироста запасов в 1945–1985 гг.

Для развития сырьевой базы свинца и цинка определяющее значение имели открытия 20 колчеданно-полиметаллических месторождений со средними запасами цинка 4,88 млн т, свинца 1,95 млн т (см. табл. 35, рис. 62). Однако темпы наращивания запасов за счет месторождений, включенных в выборку, составили по цинку около трети, а по свинцу менее десятой доли среднего абсолютного прироста запасов этих металлов за сорокалетний период.

Наращивание запасов золота и серебра происходило в значительной степени за счет комплексных месторождений, по которым в анализируемой выборке учтено более половины запасов золота и около 40% серебра (см. табл. 35, рис. 65). При этом темпы роста запасов золота за счет золоторудных и золотосодержащих месторождений составили десятую часть абсолютного прироста запасов. Однако эта величина не показательна, поскольку в мировых запасах решающая роль принадлежит месторождениям Витватерсранда. По серебру темпы роста запасов по рассмат-

риваемой выборке месторождений составляют менее четверти среднего абсолютного прироста запасов.

Таким образом, за анализируемый сорокалетний период, несмотря на значительную долю крупных и уникальных месторождений в общей структуре запасов, их роль в средних абсолютных приростах не столь велика. В значительной степени это может быть объяснено тем, что наряду с такими объектами продолжались открытия небольших по запасам месторождений, целенаправленные поиски которых велись и ведутся прежде всего в районах с развитой инфраструктурой и горнодобывающей промышленностью. Темпы геологического и промышленного освоения крупных месторождений недефицитных и малодефицитных видов минерального сырья, расположенных в новых районах, в целом существенно ниже по сравнению с темпами поисков, разведки и эксплуатации сравнительно небольших месторождений в горно-промышленных районах.

Примером целенаправленного ведения работ на новые типы месторождений служат поиски некимберлитовых источников алмазов на северо-западе Австралии, где еще в 30-х годах нашего столетия были открыты лейцитовые лампроиты и обосновано их сходство с кимберлитами. В итоге широких поисков в указанном районе были выявлены пиропы и пикроильмениты, а в отложениях р. Леннард обнаружено 9 мелких алмазов. Эти находки стимулировали широкое развитие поисков.

В результате проведенных работ в Западном Кимберли обнаружены алмазоносные провинции кимберлитового и лампроитового магматизма, основными полями в которых являются Эллендайл и Аргайл. В 1976 г. была открыта трубка Эллендайл-4 площадью 76 га, а к концу 1978 г. было выявлено 45 трубок лейцитовых и оливиновых лампроитов. На ранних стадиях работ первоочередное внимание уделялось россыпям, в которых были выявлены значительные запасы.

В 1979 г. была завершена оценка трубки Аргайл (АК I) с содержанием алмазов 7 карат/т. Форсирование поисков привело к обнаружению алмазоносных россыпей и ряда новых трубок и даек.

В 1983 г. из россыпи, примыкающей к трубке АК I, было добыто свыше 6 млн карат алмазов (среднее содержание 5,76 карат/т). С 1985 г. отрабатывается трубка АК I. На 1986 г. намечалось довести добычу алмазов в Австралии до 25 млн карат.

А. Джейкс с соавторами (1986 г.) на северо-западе Австралии на флангах блока Кимберли выделяют три провинции – Северную, где трубки прорывают слабо дислоцированные протерозойские осадочные породы; Западную (с полем Эллендайл), в пределах которой трубки кимберлитов и лампроитов известны в протерозойских метаседиментах мобильной зоны Леопольд и в фанерозойских образованиях зоны Леннард, представляющей фланг трогового комплекса; Восточную (с полем

Аргайл), где трубки кимберлитов и лампроитов прорывают протерозойские образования блока Кимберли и мобильной зоны Халлс Крик. В двух последних провинциях отчетливо выражено тяготение кимберлитовых трубок к относительно стабильному блоку Кимберли, а лампроитовых – к мобильным зонам. В Северной провинции возраст кимберлитовых трубок определен в 800–500 млн лет, в Западной провинции лампроитовый магматизм датируется 25–15 млн лет, а в Восточной – от 1,2 до 1,05 млрд лет.

Австралийские исследователи под лампроитами понимают калиевые высокомагнезиальные лампроитовые породы вулканического либо гипабиссального происхождения, принадлежащие к ультракалиевой серии пород.

К числу главных породообразующих минералов принадлежат оливин, клинопироксен (обычно диопсид), флогопит (обычно титаносодержащий), лейцит, амфибол (обычно калиевый рихтерит), ортопироксен, санидин, вулканическое стекло. В числе акцессорных установлены придерит, апатит, нефелин, шпинель, перовскит, вадеит, ильменит. В качестве ксенолитов и ксенокристов присутствуют оливин, гранат, шпинель, редко алмаз. Лампроиты могут обладать основным либо ультраосновным составом; они характеризуются высоким отношением K_2O/Na_2O (более 3) и обогащены Rb, Sr, Ba, Ti, Zr, Pb, Th, U.

Для классификации магматических (плутоногенных) фаз лампроитов используются соотношения главных минералов; пирокластические разности описываются с использованием терминологии, принятой для вулканокластических образований.

При выявлении трубок использовались данные аэромагнитных съемок при широком проведении шлиховых поисков с централизованной окончательной обработкой проб. Работы в поле Эллендайл включали следующий комплекс:

геологическая и геофизическая съемка, пневмоударное бурение через 100 м с целью картирования и опробования;

отбор укрупненных проб (массой до 200 т) по типам лампроитов;

детальное крупнообъемное опробование по сети при плотности 1 проба на 2 га;

детальная разведка пневмоударным и алмазным бурением;

крупнообъемное опробование по материалу скважин диаметром 1м;

геолого-экономическая оценка.

При оценке трубки Аргайл применен несколько иной комплекс работ:

картирование трубки по данным бурения и шурфов с выделением типов лампроитов и опробованием по материалу шурфов (объем проб 16 $м^3$ на начальной стадии, 200–300 $м^3$ для заверки и технологических исследований);

детальная разведка скважинами алмазного бурения по линиям через 50–100 м (пробурено 182 скважины общим метражом более 30 тыс. м);

бурение скважин диаметром 200 мм по сети 50 х 50 м на обогащенных участках с отбором проб по секциям 20 м (91 скважина общим метражом свыше 9 тыс. м);

проходка 6 шурфов сечением 2,0 х 2,4 м до глубины от 43 до 64 м с целью заверки данных бурения скважин большого диаметра и оценки распределения алмазов;

подсчет запасов с использованием геостатистических методов: доказанные запасы руды 61 млн т, алмазов 414,8 млн карат при содержании 6,8 карат/т; возможные – руды 14 млн т, алмазов 85,4 млн карат при содержании 6,1 карат/т.

Наибольший промышленный интерес представляет трубка Аргайл (АК I), поставляющая основной объем добываемых в Австралии алмазов. Эта трубка была открыта при шлиховой съемке, при прослеживании алмазоносного аллювия. Трубка расположена между холмами, имеющими превышение над долиной до 300 м, и перекрыта почвенным слоем, из-под которого выступают редкие небольшие обнажения слоистых туфов.

Трубка Аргайл прорывает моноклинально залегающие осадочные образования раннего и среднего протерозоя (снизу вверх): песчаники, аргиллиты и глинистые сланцы Револьвер Крик; кварцевые песчаники Хансман; гематитизированные песчаники и глинистые сланцы Голден Гэйт; песчаники, аргиллиты и глинистые сланцы формации Лиссаделл. Наиболее древние породы участка – раннепротерозойские гранитоиды и метаморфиты комплекса Лэмбу. На фланге участка развиты платобазальты кембрийской формации Антрим.

Диатремовое тело Аргайл вытянуто в субмеридиональном направлении, форма его частично осложнена разрывными нарушениями. Ширина меняется от 500 до 150 м при длине более 2 км. В поперечных сечениях форма диатремы воронко- и дайкообразная. Корневые ее части бурением пока не вскрыты.

На контактах диатремы с осадочными породами развиты краевые брекчии и маломошные дайки туффизитов.

Диатрема заполнена пирокластическим материалом – пепловыми, пеплово-лапиллиевыми туфами и туфобрекчиями, – который прорван дайками оливиновых лампроитов. Выделяются две группы пирокластического материала: "песчаные" туфы (преобладают) и "непесчаные".

"Песчаные" туфы сложены обломками лампроитов и вмещающих пород, находящимися в цементе, который образован перекристаллизованным пеплом лампроитов и тонкими обломками кварца (из вмещающих песчаников). Эти туфы нередко обладают грубой и тонкой слоистостью (включая косую) с углами падения не более 10°. Отмечаются текстуры оползания и размыва. Обломки пород размером до 1 см, как правило, округлы. Среди них встречаются песчаники, аргиллиты, гли-

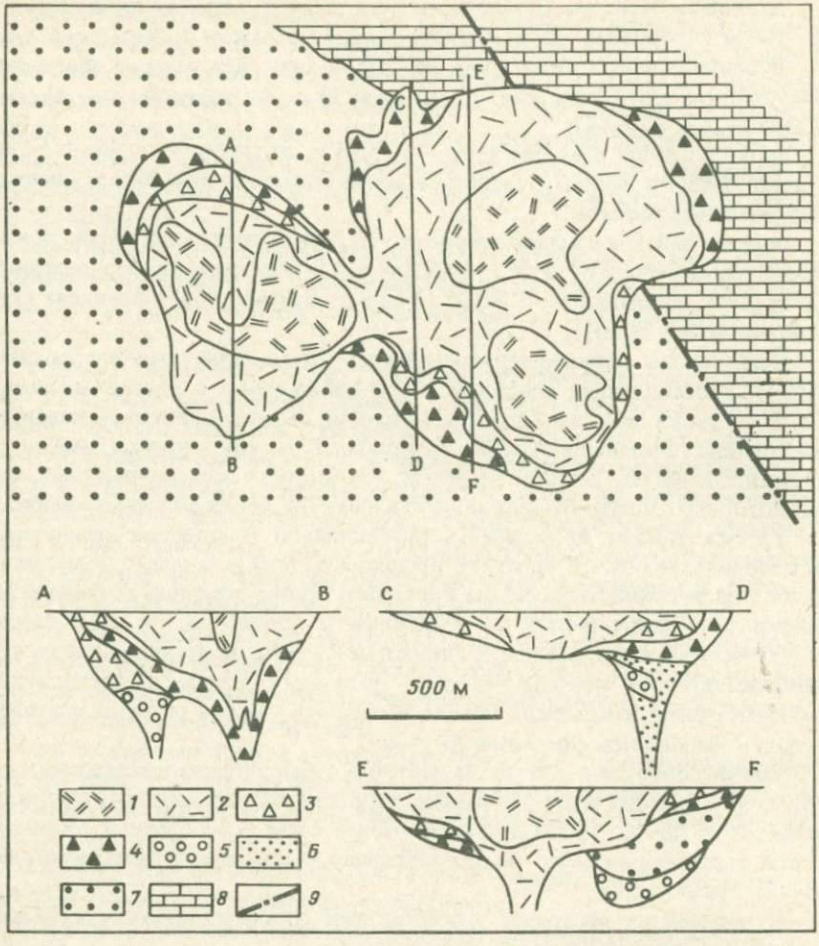


Рис. 66. Геологическая карта и разрезы лампроитовой трубки Эллендайл-4. *По А. Джейксу:*
1 – флогопит-оливиновые лампроиты, *2* – оливиновые лампроиты, *3* – автобрекчированные оливиновые лампроиты, *4* – лапиллиевые туфы оливиновых лампроитов, *5* – лапиллиевые туфы и туфобрекчии, *6* – песчанистые туфы, *7* – пермские песчаники, *8* – девонские карбонатные отложения, *9* – разрывные нарушения

нистые сланцы, гранитоиды и метаморфиты комплекса Лэмбу, а также (весьма редко) серпентинизированные перидотиты. В последних обнаружено 173 кристалла алмазов.

"Непесчаные" туфы – массивные либо плохо слоистые тела вулканокластических пород: гиалотуфов, гиалокластитов, автобрекчирован-

ных лампроитовых потоков. Обломки стекла с варьирующим количеством миндалин располагаются в лампроитовом пепловом цементе.

Из общей массы алмазов, добытых в 1982 г., ювелирные разности в россыпи составили 10%, в трубке – 5%. В алмазах установлены включения оливина, клинопироксена, кианита и граната (35 случаев). Отмечаются также точечные включения графита.

Лампроитовое поле Эллендайл охватывает площадь 40 х 15 км и приурочено к отложениям шельфовой зоны Леннард – краевой части бассейна Кэннинг. Наиболее крупная в этом поле трубка Эллендайл-4 (76 га) прорывает девонские карбонатные отложения и песчаники пермского возраста. Трубка обнаружена при шлиховых поисках. Она перекрыта песками, остаточными почвами, а на отдельных участках – калкреттами. Мощность перекрывающих отложений не превышает 5 м.

В плане трубка имеет форму восьмерки, что объясняется сближенным расположением двух эруптивных центров (рис. 66). На контактах с трубкой вмещающие породы раздроблены и деформированы; контактовые воздействия прослеживаются до 50 м. Восточная часть трубки имеет в поперечнике около 850 м, западная – занимает площадь 650 х х 400 м; ширина соединительной перемычки не превышает 150 м. В заполнении трубки участвуют массивные лампроиты (оливиновые и флогопит-оливиновые), автобрекчированные оливиновые лампроиты и лапиллиевые туфы оливиновых лампроитов.

Лампроиты магматической фазы развиты в центральных частях трубки и переходят в тонкие проводники в корневой зоне. Породы содержат вкрапленники оливина до 1 см в поперечнике. Автобрекчированные лампроиты тяготеют к нижним частям трубки; в ее центральной зоне развиты грубозернистые лампроиты с видимым флогопитом. Оливиновые лампроиты слагают также тонкие силлы, пересекающие пирокластическое заполнение трубки.

Пирокластический материал варьирует по содержанию обломков лампроитов, размерам обломков и составу. Выделяются лампроитовые и обогащенные кварцем лапиллиевые и песчаные туфы. Туфы участками слоисты с падением слоев к центру трубки под углом 35°. В туфах встречаются обломки песчаников и перидотитов.

В пирокластах краевой части восточного тела содержание алмазов варьирует от 3,1 до 24,5 карат/100 т, в лапиллиевых туфах лампроитов – от 5 до 30 карат/100 т; в обогащенных кварцем туфах – около 1 карата/100 т. Магматические фазы центральной зоны обладают низкой алмазоносностью (в среднем около 0,5 карат/100 т).

Максимальные содержания алмазов характерны для оливиновых разностей лампроитов. В качестве признака алмазоносности лампроитов служит наличие акцессорных придерита и вадеита.

Опыт поисков алмазов в Австралии свидетельствует о высокой эффективности целенаправленного использования модернизированного

шлихового метода с крупнообъемным опробованием аллювиального материала.

В целом, проведенный анализ свидетельствует о том, что значительные зарубежные открытия за сорокалетний период связаны с обнаружением стратиформных (включая стратоидные) и штокверковых (порфировых) месторождений при довольно устойчивой частоте их открываемости. Месторождения отчетливо разделяются на три группы: освоенные поисковой практикой, часто обнаруживаемые и обладающие перспективами новых открытий; вышедшие либо выходящие из числа объектов поисков вследствие исчерпания перспективных площадей; осваиваемые поисковой практикой сравнительно новые типы, обладающие значительными перспективами. Для ускорения обнаружения месторождений новых типов существенное значение имеет сокращение периодов адаптации поисковой практики к новым обстановкам и преодоления психологических барьеров в восприятии нетрадиционных поисковых ситуаций.

Введение в системе Мингео СССР новой стадийности геологоразведочного процесса с определением объектов, целей и задач каждой стадии составляет основу для оценки качества, результативности и эффективности работ. Такие оценки могут проводиться либо по отдельным стадиям, либо по полному циклу геологоразведочных работ применительно к видам минерального сырья и геолого-промышленным типам месторождений с необходимыми сопоставлениями по временным отрезкам, регионам и стране в целом.

Оценка качества и результативности работ по соответствию полученных результатов задачам, определенным стадийностью. Для такой оценки участки разделяются на две группы – с положительными и отрицательными ("отказы") результатами. Первая группа дополнительно подразделяется на 3 подгруппы по полученным результатам: 1.1 – отвечающие задачам и целям данной стадии; 1.2 – принадлежащие целям и задачам предшествующих стадий; 1.3 – относящиеся к целям и задачам последующих, более детальных стадий. Так, например, применительно к поисковой стадии к подгруппе 1.2 следует относить участки, на которых выявлены прогнозные ресурсы категорий P_3 и P_2; к подгруппе 1.3 – участки с объектами, на которых оценены запасы категорий C_2 и C_1. По группам и подгруппам определяются доля участков и приходящиеся на них затраты (табл. 36).

Результаты такого анализа, основанного на выборочных данных ВИЭМСа и ЦНИГРИ по работам нескольких ПГО, завершенным в 1984–1985 г. отражены на рис. 67. На ранних стадиях работ практически по всем видам полезных ископаемых довольно высока доля "отказов". Причины этого далеко не всегда могут быть отнесены за счет вероятностного характера геологоразведочного процесса. Выборочное рассмотрение материалов по конкретным объектам, участвовавшим в анализе,

Таблица 36

Оценка качества и результативность геологоразведочных работ

Результаты работ на N участках; число участков с различными результатами	Показатели качества (К) по результатам работ	Экономические показатели качества ЕК при общих затратах Z (доля затрат по группам результатов)
Положительные результаты (решение задач):	$К_р=(N_1+N_2+N_3)$	$ЕК_р = Z \cdot К_р$
данной стадии N_1	$К_1 = N_1 : N$	$ЕК_1 = Z \cdot К_1$
предшествующей N_2	$К_2 = N_2 : N$	$ЕК_2 = Z \cdot К_2$
последующей N_3	$К_3 = N_3 : N$	$ЕК_3 = Z \cdot К_3$
Отрицательные результаты ("отказы") N_4	$К_4 = N_4 : N$	$ЕК_4 = Z \cdot К_4$

свидетельствует о том, что "отказы" могут иметь и субъективную природу – недостаточная подготовленность площадей для постановки работ данной стадии, ошибки в прогнозных оценках, несоответствие комплекса использованных методов условиям ведения работ и т.п.

Как видно из рис. 67, доля решения собственных задач стадий достаточно широко варьирует как по стадиям, так и по видам полезных ископаемых. Естественно, что величина этой доли зависит от числа "от-

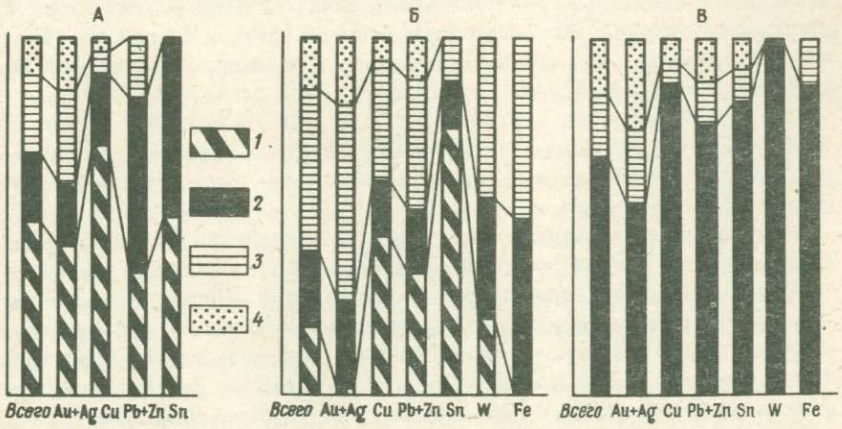


Рис. 67. Результативность геологоразведочных работ, завершенных в 1984–1985гг. (данные ВИЭМС и ЦНИГРИ):
А–В – соответствие полученных результатов задачам стадий (усл. доли числа участков): А – общих поисков, Б – поисков, В – поисково-оценочных работ; *1* – отрицательные результаты ("отказы"), *2–4* – положительные результаты, решение задач: *2* – данных стадий, *3* – предшествующих, *4* – последующих

Таблица 37

Оценка результативности геологоразведочных работ

Объекты оценки	Результативность – выявляемость		
	Объектов R	Ресурсов и запасов	Объектов и ресурсов
Стадии	$R_s = O_n : O_m$	$RR_s = M_n : M_m$	$KRR_s = \frac{M_n}{O_n} : \frac{M_m}{O_m}$
Полные циклы	$R_z = O_z : O_o$	$RR_z = M_z : M_o$	$KRR_z = \frac{M_z}{O_z} : \frac{M_o}{O_o}$
Условный пример	$R_z = 10 : 100$	$RR_z = 25 \times 10^6 : 125 \times 10^6$	$KRR_z = 0{,}2 : 0{,}1$

Примечание. Число объектов: O_m – изученных на данной стадии, O_o – подготовленных к началу полного цикла работ, O_z – полученных в завершение цикла (промышленные месторождения). Те же обозначения по стадиям приняты для ресурсов и (или) запасов М.

казов" и получения иных результатов, в первую очередь от числа участков, на которых решались задачи предшествующих стадий. Подобное отвлечение средств и сил на задачи, несвойственные данной стадии, косвенно отражает недостаточную подготовленность участков к постановке работ. Важно отметить, что получение результатов, отвечающих целям менее детальных стадий, неизбежно ведет к возвратам на соответствующие площади. Так, например, полученные при проведении поисков ресурсы категории P_2 не могут быть освоены с переводом в более высокие категории без постановки дополнительных работ – сверх завершенных по данному проекту.

С другой стороны, довольно часты случаи избыточного "утяжеления" работ тех или иных стадий, излишнего опережения с получением результатов, принадлежащих целям последующих более детальных стадий.

Анализ причин получения результатов, несвойственных данной стадии, позволяет выявить резервы повышения результативности и эффективности намечаемых геологоразведочных работ. Первоочередное значение в этом отношении имеет сопоставление участков с однотипными результатами по наборам использованных методов и их соответствию прогнозно-поисковым комплексам. На этой основе могут быть определены пути дальнейшего повышения качества и результативности геологоразведочных работ.

Оценка результативности геологоразведочных работ по выявляемости объектов производится путем сопоставления числа объектов, "передаваемых" на следующую стадию, с числом объектов, изучавшихся на данной стадии. Применитель-

но к полному циклу геологоразведочных работ сравнивается число промышленных месторождений с количеством объектов, вовлеченных в изучение в начале цикла (табл. 37). Рассчитанная таким образом результативность R отвечает "коэффициенту успеха" либо вероятности наличия объектов последующей стадии в числе объектов данной стадии. Очевидно, что наиболее достоверные значения R могут быть получены при условии максимальной полноты освоения площадей работами соответствующей стадии (стадий).

В соответствии с принятой в СССР стадийностью геологоразведочных работ последовательно выявляемые и "передаваемые" со стадии на стадию объекты отвечают ряду: рудопроявления (РП) – объекты поисково-оценочных работ (ОПО) – объекты предварительной разведки (ОПР) – объекты детальной разведки (ОДР) – промышленные месторождения (ПМ).

Соответственно, результативность работ различных стадий может определяться по следующим выражениям:

поиски ..... $R_{П} = ОПО : РП;$
поисково-оценочные работы ..... $R_{ПО} = ОПР : ОПО;$
предварительная разведка ..... $R_{ПР} = ОДР : ОПР;$
детальная разведка ..... $R_{ДР} = ПМ : ОДР.$

Для полного цикла геологоразведочных работ $R_{z} = ПМ : РП.$

Подходы, аналогичные рассмотренным, использованы Б. Маккензи для оценки результативности поисков месторождений цветных металлов в Канаде за период 1951–1974 гг. (табл. 38). В названной работе отсутствует информация по отдельным стадиям, вследствие чего результативность может быть оценена лишь применительно к полному циклу.

Результативность работ Мингео СССР, выполненных в 1971–1978 гг. на ряд твердых полезных ископаемых, анализировалась ВИЭМСом, ВСЕГЕИ и ЦНИГРИ (рис. 68, см. рис. 67). Следует отметить, что реальная результативность предварительной разведки и полных циклов выше отраженных на рис. 67, поскольку на время анализа на ряде объектов работы не были завершены. Тем не менее, упомянутый рисунок дает представление о сравнительной результативности работ на различные виды полезных ископаемых.

Оценка результативности работ по выявляемости прогнозных ресурсов и (или) запасов. Принципы последовательного приближения и соответствия, реализуемые в стадийности геологоразведочного процесса, требуют обеспечения перевода прогнозных ресурсов и запасов из категории в категорию в следующем ряду: $P_3 - P_2 - P_1 - C_2 - C_1$. Для оценки результативности работ по выявляемым ресурсам и запасам RR применительно к отдельным стадиям используется отношение их значений:

Таблица 38

Результативность и эффективность поисков месторождений цветных металлов в Канаде за 1951–1974 гг. *По данным Б. Маккензи*

Характеристика геологоразведочных работ и их результатов	Всего по Канаде	В том числе:		
		Аппалачи	Канадский щит	Кордильеры
Общие затраты на геологоразведочные работы, млн кан.долл.	1979	272	953	729
Число открытых рудопроявлений (РП) при средних затратах на обнаружение 1 объекта 450 тыс.долл.	4342	604	2118	1620
Количество открытых промышленных месторождений (ПМ)	87	13	40	29
Показатель результативности работ по полному циклу (ПМ:РП)	0,020	0,021	0,020	0,015
Средние затраты на обнаружение 1 промышленного месторождения, млн кан.долл.	23	21	24	26
Ожидаемая ценность 1 месторождения (среднее), млн кан.долл.	84	54	72	112
Экономическая эффективность работ в стоимостном выражении в приведении к 1 месторождению, кан.долл./кан.долл.	3,65	2,60	3,00	4,30

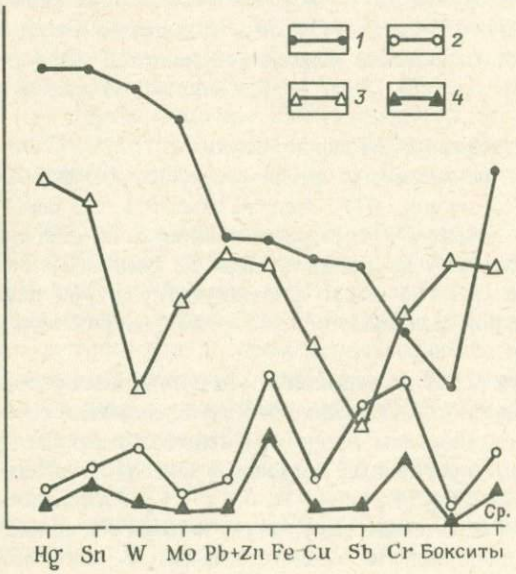


Рис. 68. Результативность геологоразведочных работ в 1971–1978 гг. (данные ВСЕГЕИ и ВИЭМС):
1–4 – выявляемость объектов (усл. доли числа объектов) по стадиям работ: *1* – поиски, *2* – поисково-оценочные работы, *3* – предварительная разведка, *4* – полный цикл; Ср. – средние значения из выборки

полученных в итоге работ стадии – к оцененным до постановки этих работ (табл. 38). Так, для стадии поисков $RR_{п} = P_1/P_2$.

Для полного цикла работ определяется отношение запасов промышленных месторождений к прогнозным ресурсам начала цикла (P_3 или P_2).

Рассчитанная таким образом результативность отвечает коэффициентам подтверждаемости ресурсов и запасов при переводе их из более низких категорий в высокие, что имеет существенное значение для долгосрочного планирования работ, в частности, для определения числа участков и площадей, подлежащих опоискованию.

Оценка результативности работ по масштабам выявляемых объектов. Комплексная оценка результативности (табл. 45, *KRR*) – по выявляемости объектов и ресурсов – производится через соотношение ресурсов и (или) запасов, приведенных к числу объектов. Так, например, для стадии поисков

$$KRR_{п} = \frac{P_1}{ОПО} : \frac{P_2}{РП}.$$

Показатель, получаемый по этому выражению, позволяет оценить, насколько выявленные на той или иной стадии (либо за весь цикл) объекты отличаются по средним масштабам от объектов, вовлеченных в изучение.

Отраслевая экономическая эффективность работ может оцениваться в нескольких вариантах (табл. 38).

Экономическая эффективность выявления объектов (ОЕО) определяется через приведение затрат к числу объектов, выявленных на данной стадии. Так, для поисковой стадии $ОЕО_{П} = Z_{П}/ОПО$.

Приведенные затраты на обнаружение объектов не отражают используемость затрат (ОЕО Z), которая может быть определена через значение показателя результативности. Для стадии поисков $OEO\ Z_{П} = Z_{П}\ R_{П}$.

Этим определяется доля затрат, использованная для выявления целей работ.

Отраслевая экономическая эффективность выявления ресурсов и (или) запасов (*OE R*) оценивается путем приведения затрат на работы данной стадии к выявленным ресурсам (запасам).

Доля затрат, использованных на решение задач данной стадии либо всего цикла *OE RZ*, рассчитывается с учетом показателей результативности *RR*. В частности, для поисков $OERZ_{П} = Z_{П}RR_{П}$.

Для оценки народнохозяйственной экономической эффективности геологоразведочных работ используются различные приемы, широко рассмотренные во многих публикациях. Наиболее простым способом служит отнесение всех затрат цикла геологоразведочных работ к стоимости минерального сырья в недрах выявленных месторождений, что, в частности, использовано в работе. Б. Маккензи (табл. 39).

Таблица 39

Оценка внутриотраслевой экономической эффективности геологоразведочных работ

Объекты оценки	Отраслевая экономическая эффективность *OE* при общих затратах на работы			
	Выявления объектов, *OEO*, руб./объект	Используемость затрат на выявление объектов *OEOZ*, руб.	Выявления ресурсов и (или) запасов *OER*, руб./т	Используемость затрат на выявление объектов и ресурсов *OERS*, руб.
Стадии *S*	$OEO_S = Z_S : O_n$	$OEO\ Z_S = Z_S \cdot R_S$	$OE\ R_S = Z_S \cdot M_n$	$OERZ_S = RR_S$
Полные циклы *Z*	$OEO_Z = Z_Z : O_Z$	$OEO\ Z_Z = Z_Z \cdot R_Z$	$OE\ R_Z = Z_Z : M_Z$	$OERZ_S = Z_Z \times RR_Z$

Для оценки результативности и эффективности работ, выполняемых на конкретных участках, за период от начала до завершения изложенные выше приемы требуют некоторых уточнений и дополнений.

Определение результативности работ по выявляемости объектов применимо к отдельным участкам лишь в тех случаях, когда в их пределах работами соответствующих стадий охватывается несколько рудных объектов, что бывает сравнительно редко. Оценка результативности по ресурсам и запасам приложима к поздним стадиям геологоразведочных работ: поисково-оценочным, предварительной и детальной разведке, т.е. в тех случаях, когда работами охватываются конкретные объекты с достаточно определенными контурами. Для оценки результативности и эффективности общих поисков и поисковых работ на конкретных участках требуется учет не только выявляемости ресурсов и запасов, но и изученных площадей. Отношение площади с выявленными прогнозными ресурсами в итоге проведенных работ S_n к площади, к которой привязывались ресурсы до начала работ S_m, характеризует результативность *P* упомянутых стадий через "отход" перспективных площадей: $P = S_n/S_m$.

При учете значений прогнозных ресурсов, относимых к соответствующим площадям, результативность *PP* может оцениваться как "отход" прогнозировавшейся металлоносности (рудоносности):

$$PP = \frac{M_n}{S_n} : \frac{M_m}{S_m}$$

или (с учетом табл. 43) $PP = RR_s/P$.

Естественно, что значения *P* и *PP* зависят не только от качества ра-

бот данной стадии, но и от качества работ предшествующих стадий, включая предпроектный прогноз. Тем не менее, при условии равной достоверности прогнозных построений приведенные характеристики могут быть использованы для оценки результативности работ соответствующей стадии.

Экономическая эффективность работ на конкретных участках может оцениваться через выявляемость ресурсов и запасов по соответствующим выражениям (табл. 39). Для общих поисков и поисков целесообразно приведение затрат к величинам выявленных площадей с прогнозными ресурсами $OEP = Zs : Sn$ либо оценка доли эффективно использованных затрат:

$$OEP\ Z = Z_s P.$$

Приведенными характеристиками, как представляется, с достаточной полнотой могут оцениваться результативность и эффективность работ, выполняемых на конкретных участках как по отдельным стадиям, так и по полному циклу.

Комплекс показателей качества, результативности и эффективности геологоразведочных работ используется не только для соответствующих оценок, но и для определения ряда показателей долгосрочного планирования. Наибольший интерес в этом отношении может представлять расчет обеспечения прироста запасов необходимым числом объектов, вовлекаемых в изучение, потребными прогнозными ресурсами, площадями для постановки работ и ассигнованиями. Эти показатели определяются применительно к геолого-промышленным типам месторождений на основе ретроспективного анализа представительных выборок путем решения обратных задач с использованием выражений, приведенных в табл. 40. Очевидно, что эти же выражения применимы и для определения показателей любой стадии геологоразведочных работ.

Использование схемы расчетов может быть рассмотрено на условном примере, основанном на данных по Канаде. В соответствии с этой таблицей выявляемость объектов по полному циклу работ R_z принимается равной 0,02. Затраты, приведенные к числу рудопроявлений $Z_{РП}$, составляют 0,45 млн кан. долл., а к числу выявленных промышленных объектов OEO_z – 23 млн кан.долл. При заданном числе объектов ($O_z = 10$), подлежащих обнаружению в конце цикла, количество объектов, вводимых в изучение в начале цикла, должно составлять $O_o = O_z\ R_z = 500$. Соответственно, потребные затраты оцениваются как $Z_z = Z_{РП}\ O_o = 225$ млн кан.долл.

Б. Маккензи по указанным ретроспективным данным оценил вероятность обнаружения месторождений в зависимости от вкладываемых средств:

5 млн кан.долл.	0,20
10 млн кан.долл.	0,36
22 –"–	0,64
50 –"–	0,89
67 –"–	0,95
100 –"–	0,99

Использование при долгосрочном планировании показателей, определяемых по результатам ретроспективного анализа, допустимо лишь в тех случаях, когда при предшествующих работах заведомо не допущено снижения эффективности за счет субъективных факторов. В остальных случаях полученные расчетом показатели подлежат корректировке с учетом устранения факторов, снижавших результативность проведенных работ; необходимо также введение в комплекс работ научно-технических достижений, обеспечивающих рост их качества, результативности и эффективности. Методика оценки влияния внедрения науч-

Таблица 40

Расчет показателей для долгосрочного планирования полного цикла геологоразведочных работ

Расчетные показатели начала цикла, обеспечивающие достижение заданных результатов	Задаваемые показатели результативности цикла	
	Прирост запасов и ресурсов	Число выявляемых объектов при средних запасах m_Z (O_Z=M_Z:M_Z)
Прогнозные ресурсы M_O	$M_O = M_Z : RR_Z$	
Число объектов O_O	$O_O = \frac{M_Z}{R_Z \times m_Z}$	$O_O = O_Z : R_Z$
Потребные площади постановки работ S_O	$S_O = \frac{M_Z}{RR_Z \times P_O}$	
	$S_O = \frac{M_O}{P_O}$	
Потребные затраты на весь цикл Z_Z:		
через заданные показатели	$Z_Z = OE\ R_Z \times M_Z$	$Z_Z = OEO_Z \times O_Z$
через вводимые в изучение ресурсы и объекты	$Z_Z = OE\ R_Z \frac{M_O}{M_Z}$	$Z_Z = OEO\ Z_Z \frac{O_O}{O_Z}$
через потребные площади	$Z_Z = OEP\ Z \frac{S_O}{S_Z}$	

Примечание. P_O – продуктивность (металлоносность) площадей по оценке прогнозных ресурсов до начала работ. Прочие обозначения см. в тексте и в табл.

но-технических достижений на конечные итоги геологоразведочных работ требует ускоренного развития, конкретизации и внедрения.

В целом, для оценки качества, результативности и эффективности геологоразведочных работ, применительно к их полному циклу либо стадиям по видам минерального сырья и геолого-промышленным типам месторождений, а также для определения показателей их долгосрочного планирования целесообразно провести ретроспективный анализ по следующим направлениям:

оценка соответствия полученных результатов задачам тех или иных стадий на основе данных по группам участков;

оценка выявляемости объектов;

оценка выявляемости прогнозных ресурсов и (или) запасов;

оценка экономической эффективности работ путем приведения затрат на весь цикл либо на соответствующие стадии по нескольким вариантам: к числу изучавшихся объектов; к числу выявленных объектов или промышленных месторождений; к выявленным ресурсам и (или) запасам, к площади ведения работ; к стоимости выявленных запасов минерального сырья в недрах.

Конкретный набор показателей определяется в зависимости от целей проводимого анализа, длительности анализируемых периодов и масштабов оценки (республика, регион и т.д.). Подобный анализ имеет принципиальное значение для долгосрочного планирования геологоразведочных работ с ориентировкой их на конечный результат, как это предусмотрено современной системой хозрасчета в геологоразведочной отрасли.

Изложенные в работе методологические основы и методические приемы прикладной металлогении отражают определенный уровень ее развития на примере сравнительно небольшого числа видов минерального сырья и типов рудных месторождений. Приоритетные направления прикладных металлогенических исследований определяются особенностями современного геологоразведочного производства и его целенаправленностью.

Рост глубин проведения поисков и разведки месторождений, переход к обнаружению скрытых глубокозалегающих объектов, расширение работ по выявлению новых типов месторождений и новых источников минерального сырья ставят задачу создания и внедрения эффективных прогрессивных технологий геологоразведочных работ, базирующихся на прикладных металлогенических исследованиях и состоящих из следующих главных элементов: прогноз–поиски–оценка–разведка.

Прогрессивные технологии призваны обеспечить не только высокий уровень геологической результативности, но и необходимую экономическую эффективность. Экономика отрасли и ее хозяйственный механизм прямо определяются используемыми технологическими схемами – от методов выбора (прогноза) площадей до методов обнаружения скоплений минерального сырья, оценки его масштабов и разведки с целью определения экономической значимости. Прогрессивные технологии геологоразведочных работ входят в систему управления развитием минерально-сырьевой базы СССР, представляют ее активную, собственно управляющую часть на этапе формирования минерально-сырьевых ресурсов.

Геологоразведочный процесс, основанный на принципах последовательного приближения и соответствия, естественно разделяется на четыре этапа: прогноз, поиски, оценка и разведка. Этим этапам и должны быть подчинены прикладные металлогенические построения.

П р о г н о з, цель которого – выбор первоочередных площадей для поискового освоения, должен основываться на результатах геолого-геофизического, геолого-геохимического, аэрокосмогеологического и других видов специализированного картирования. Повышение эффективности прогноза требует создания комплекса требований к картографическим материалам, технологических схем, отвечающих этим требованиям, а также аппаратурно-методических и технических комплексов и средств, обеспечивающих сбор, накопление и обработку исходной информации.

П о и с к и, цель которых – обнаружение скоплений минерального сырья на ранее выявленных перспективных площадях, основываются на

теории рудогенеза, закономерностях размещения месторождений полезных ископаемых, их строении и условиях залегания. Принципиальное значение имеет разработка поисковых моделей месторождений как взаимосвязанных элементов разного ранга и природы на основе системного анализа. Такие модели определяют требования к аппаратурно-методическим и техническим комплексам и средствам, к последовательности и детальности постановки и проведения различных методов. Моделирование объектов поиска – основа оптимизации технологий поисковых работ с исключением избыточных "утяжеляющих" методов и разработкой новых, требуемых содержанием моделей.

О ц е н к а выявленных месторождений имеет целью установить условия залегания скоплений минерального сырья, его масштабы, качество, технологическую и экономическую целесообразность более детального изучения для последующего вовлечения в эксплуатацию.

Основу прогрессивных технологий оценочных работ составляют многофакторные модели месторождений, образуемые сочетанием морфометрических, качественных, геолого-экономических характеристик. Многофакторные модели выдвигают базовые требования к технологическим схемам оценочных работ, их аппаратурно-методическому и техническому содержанию, к способам и средствам сбора, накопления и обработки информации.

Р а з в е д о ч н ы е р а б о т ы имеют целью определения комплекса характеристик месторождений для выявления условий эксплуатации – от горно-технических до экономических. Создание и использование детальных многофакторных и геолого-экономических моделей определяет требования к методам и средствам разведки. Значительные масштабы затрат, обычные для этого типа, еще больше возрастают с увеличением глубин разведки, что определяет особую актуальность оптимизации технологических схем разведочного процесса.

Прогрессивные технологии геологоразведочных работ по всему циклу (прогноз–поиски–оценка–разведка) должны иметь надежную методологическую и геолого-генетическую базу, реализованную в методики и приемы прикладных металлогенических построений.

Список литературы

1. *Абрамович И.И., Клушин И.Г.* Геодинамика и металлогения складчатых областей. Л., Недра, 1987.

2. *Бауман Л., Тишендорф А.Г.* Введение в металлогению – минерагению. М., Мир, 1979.

3. *Генетические* модели эндогенных рудных формаций / Под ред. В.А. Кузнецова. Новосибирск, Наука, 1983.

4. *Золоев К.К., Рапопорт М.С., Попов Б.А.* Геологическое развитие и металлогения Урала. М., Недра, 1981.

5. *Кабри Л., Налдретт А.* Природа распределения и концентрации элементов платиновой группы в различных геологических средах. – В кн.: Минералогия. М., Наука, 1984, с. 10–26 (27-й Международный геологический конгресс, секция С. 10, Доклады, т.10).

6. *Козеренко В.Н.* Эндогенная металлогения. М., Недра, 1981.

7. *Козловский Е.А.* Минерально-сырьевая база и фактор времени. – Советская геология, 1979, №3, с. 9–22.

8. *Кривцов А.И.* Металлогения и прогноз рудоносности. М., изд. МГРИ, 1985.

9. *Кривцов А.И.* Интерпретация генезиса рудных месторождений. М., изд. ВИНИТИ, 1986 (Итоги науки и техники, сер. Рудные месторождения).

10. *Кривцов А.И.* Методологические основы локального прогноза рудных месторождений. – Советская геология, 1987, №9, с.

11. *Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С.* Медно-порфировые месторождения мира. М., Недра, 1986.

12. *Критерии* прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые / Под ред. Д.В. Рундквиста. Л., Недра, 1978.

13. *Кузнецов В.А.* Генетические ряды и серии рудных формаций. В кн. Современное состояние учения о полезных ископаемых. Ташкент, ФАН, 1975, с. 6–15.

14. *Магматогенно-рудные* системы / Под ред. Ю.А. Косыгина и Г.М. Власова. М., Наука, 1986.

15. *Методические* основы прогноза и поисков свинцово-цинковых месторождений / Д.И. Горжевский, Н.К. Курбанов, Е.И. Филатов, Г.В. Ручкин. М., Недра, 1987.

16. *Очерки* металлогении. Тбилиси, Мецниереба, 1986.

17. *Принципы* и методы прогноза скрытых месторождений меди, никеля и кобальта / А.И. Кривцов, М.Б. Бородаевская, А.П. Лихачев, И.Ф. Мигачев. М., Недра, 1987.

18. *Принципы* прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых / Под ред. В.Т. Покалова. М., Недра, 1984.

19. *Рона П.* Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. М., Мир, 1986.

20. *Рудоносность* и геологические функции структур земной коры / Под ред. Д.В. Рундквиста. Л., Недра, 1981.

21. *Руководство* по рациональной методике поисков месторождений медных и полиметаллических руд в вулканогенных и карбонатных формациях / Под ред. А.И. Кривцова, Е.И. Филатова, Ц.М. Петровой, изд. СЭВ, 1984.

22. *Руководство* по рациональной методике поисков месторождений медных и полиметаллических руд в вулканогенно-интрузивных поясах / Под ред. А.И.Кривцова, Д. Мокану, Е.И. Филатова, Ц.М. Петровой. М., изд. Сэв, 1984.

23. *Скиннер Б.* Генезис рудных месторождений. М., Мир, 1984.

24. *Смирнов В.И.* Пути развития металлогении. – В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., Наука, 1981, с. 8–20.

25. *Смирнов В.И.* Энергетические основы постмагматического рудообразования. – Геология рудных месторождений, 1981, №1, с. 5–17.

26. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1982.

27. *Смирнов В.И.* Периодичность рудообразования в геологической истории. – В кн.: Металлогения и рудные месторождения. М., Наука, 1984, с. 3–10 (27-й Международный геологический конгресс, секция С.12, Доклады, т.12).

28. *Справочник* по поискам и разведке месторождений цветных металлов / А.И. Кривцов, И.З. Самонов, Е.И. Филатов и др. М., Недра, 1985.

29. *Строна П.А.* Главные типы рудных формаций. Л., Недра, 1978.

30. *Твалчрелидзе Г.А.* Металлогения земной коры. М., Недра, 1985.

31. *Шнюков Е.Ф., Митропольский А.Ю.* Металлогенические исследования в морях и океанах. М., изд. ВИНИТИ, 1987 (Обзор, сер. Рудные месторождения).

32. *Щеглов А.Д.* Основы металлогенического анализа. М., Недра, 1980.

33. *Щерба Г.Н., Лаумулин Т.М.* Геологические и рудные формации (соотношения, связи, эволюция). – В кн.: Металлогенические проблемы Средней Азии. Ташкент, ФАН, 1982, с. 12–23.

34. *Яковлев Г.Ф.* Геологические структуры рудных полей и месторождений. М., Изд-во МГУ, 1982.

35. *Campbell I.H., Naldrett A.J., Barnes S.J.* A model for origin of the platinum-rich sulfide, horisoss in the Bushveld and Stillwater complexes. Journ of Petrology, 1983, №24, p. 133–165.

36. *Cook D.R.* Analysis of significant mineral discoveries in the last 40 years and future trends. Min. Eng. (USA), 1986, 38, №2, p. 87–94.

37. *Cox D.P., Singer D.A.* – Eds. Mineral deposits models. US. Geol. Surv. Bull., №1693, 1986.

38. *De Geoffroy J.G., Wigmall T.K.* Designing optimal strategies for mineral exploration. Plenum Press. New York and London, 1985.

39. *Eckstrand O.* – Ed. Canadian mineral deposit types: a geological synopsis. Geol. Surv. of Canada, Econ. Geol. Report, 1984, 36.

40. *Hutchinson R., Fyfe W., Kerrich R.* Deep fluid penetration and ore deposition. Minerals Sci. Eng., vol. 12, №3, 1987, pp. 107–120.

41. *Ivosevic S.* Gold and silver handbook.

42. *Laznicka P.* Development of nonferrous metal deposits in geological time. Can. J. Earth Sci., vol. 10, 1973, pp. 18–25.

43. *McKelvey V.* Subsea mineral resources. US Geol. Surv. Bull., 1689 A, 1986.

44. *McKibben M.A., Elders W.A.* Fe–Cu–Zn–Pb mineralization in the Salton Sea geothermal system, Imperial Valley, California Economic Geology, vol. 80, 1985, pp. 539–559.

45. *Reed M.H.* Sea-water basalt reaction and the origin of greenstones and related ore deposits. Economic Geology, vol. 78, 1983, pp. 466–485.

46. *Roskill* metals databooks iformation series. 6th ed. London, 1985.

47. *Sangster D.F.* Classification distribution and gradetonnage summaries of Canadian lead-zinc deposits. Geol. Surv. of Canada. Econ. Geol. Rep. 37, 1986.

48. *Singer D.A., De Young I.H.* What can garde-tonnags relations really tell us? International Geological Congress, 26 session. J. Min. Resources, 1980, vol.01, pp. 91–101.

49. *Woodall R.* Success in mineral exploration : confidence in science and deposits models. Geoscience Can., 1984, vol. 11, №3, pp. 127–132.

50. *Tooker E.W.* Discussion of the disseminated – gold-oreoccurrence model. In Geologic characteristics of sediment and volcanic-hosted disseminated gold deposits-search for an occurrence model. US Geol. Surv. Bull., 1646, 1985.

Абдулин А.А. 3
Абрамович И.И. 3
Аррибас Р. 53

Барнес С. 18
Бауман Л. 164, 168
Белл Р. 98
Бернэм К. 22, 26
Бетке К. 41, 42
Биде Д. 172
Билибин Ю.А. 3
Бишофф Дж. 177
Богашова Л.Г. 41
Бойль Р. 49, 50
Борисов М.В. 32
Бородаевская М.Б. 3, 126, 181
Буряк В.А. 49

Власов Г.М. 163, 182
Войцеховский В. 40
Волчков А.Г. 183, 228

Гарлик У. 37
Гарьковец В.Г. 49, 64
Голдфарб М. 173
Голубев В.С. 42
Горжевский Д.И. 3, 193
Гославска С. 40
Грамберг И.С. 179
Гричук Д.В. 32
Гровс Д. 49
Гудвин С. 110
Гутиел П. 53

Де Юнг Дж. 75, 77–82
Джеффрой Дж. 22, 111, 113, 246, 247, 249–252
Джейкс А. 267
Джоветт Э. 40
Джонс Г. 236, 237
Драммонд А. 110

Ежов Ю.А. 46
Ельянова Е.А. 144, 145

Жабин А.Г. 140

Звездов В.С. 20, 23
Зингер Д. 57, 75, 77–82, 100, 114, 115
Золоев К.К. 189, 191, 192
Зоненшайн Л.П. 182

Иванов В.В. 72–74
Иванов С.Н. 140
Ивозевич С. 54

Кабри Л. 70
Казанский В.И. 201
Каюпов А.К. 3
Керрич Р. 28, 72
Киркхэм Р. 99
Клушин И.Г. 3
Ковалев А.А. 182
Козеренко В.Н. 3, 163
Козловский Е.А. 89
Кокс Д. 57, 100, 114, 115
Константинов Р.М. 208
Кривцов А.И. 126, 183
Кризи С. 77
Кузнецов В.А. 3, 93, 151
Кузнецов Ю.А. 8
Кузьмин М.И. 182
Кук Д. 258, 260, 261
Курбанов Н.К. 181, 228, 232
Куча Х. 39, 40
Кэмпбелл Дж. 17, 18
Кэтлес Л. 28

Лазничка П. 84, 85
Лардж Р. 23, 114, 115
Ласки С. 75, 77, 82, 83
Лаумулин Т.М. 59
Лихачев А.П. 241
Лурье А.М. 37, 38
Лысенин Г.П. 46

Маккелви В. 170, 171, 176
Маккензи Б. 275–277, 279
Маккибен М. 44
Мангейм Ф. 177
Марков К.А. 3
Мельникова Г.Л. 32
Минина О.В. 227, 228
Митропольский А.Ю. 169
Моралев В.М. 182
Мустафа З. 177, 178

Найт К. 240
Налдретт А. 17, 18, 68, 70, 75, 76

Овчинников Л.Н. 14, 93

Павликовски М. 39, 40
Павлов Н.В. 17
Панфилов Р.В. 72–74
Пейдж Н. 77
Покалов В.Т. 3
Попов Б.А. 189
Попов В.В. 3
Попов В.С. 111
Прайс Н. 45, 47

Рапопорт М.С. 189
Ренфро А. 37
Рид М. 32
Рихтер Д. 218, 219
Рокачев С.А. 140
Рона П. 172–175, 178, 179
Роулэндс Н. 80–83
Ружичка В. 98
Рундквист Д.В. 3
Ручкин. Г.В. 3

Сангстер Д. 97, 113, 114
Сато Т. 23, 31, 126
Семенов А.И. 199
Синклер В. 99
Скотт С.Д. 175
Смирнов В.И. 3, 6, 7, 9, 10, 14, 22, 25, 59, 63, 126, 162, 163, 181, 188, 193, 201–203
Смирнов С.С. 3
Смит Дж. 38
Соломон М. 23, 31
Спунер Е. 23, 28, 30, 31
Старицкий Ю.Г. 199, 200
Строна П.А. 149
Сэмпи Д. 80, 81, 82,

Твалчрелидзе Г.А. 3, 163, 181, 186, 204
Тилби Дж. 42, 44
Тишендорф Г. 164, 168
Томпсон А. 45, 47
Торп Р. 99
Требухин В.С. 183
Тугаринов А.И. 6, 215
Тукер Э. 105

Уинэлл Т. 22, 111, 113, 246, 247, 249–252

Фрайф У. 28, 45, 47
Фон Дамм К. 172
Франклин Дж. 99
Фролова Т.И. 181
Фуке И. 172, 173

Хатчинсон Р. 28, 126
Хекиниан Р. 173
Хиемстра С. 147
Ходдер Р. 72
Хэйнес Д. 38
Хэйнес С. 47, 52
Хэмилтон Дж. 228, 233, 234
Хэррисон Дж. 215–217
Шаталов Е.Т. 3, 10, 199
Ширай Е.П. 183
Шмариович Е.М. 42, 43
Шнюков Е.Ф. 169
Шоелл А. 175

Щеглов А.Д. 3, 206, 208
Щерба Г.Н. 3, 59, 133

Эдмонд Дж. 172
Экстранд О. 95
Элдерс У. 44

Яковлев Г.Ф. 3, 181

Оглавление

Предисловие 3
Глава I. Общие вопросы металлогении 5
Основные понятия и категории металлогении 5
Рудообразующие процессы 13
Классификация геологических формаций по роли в рудогенезе 58
Количественные методы в прикладной металлогении 65
Глава II. Модели и классификации рудных месторождений 91
Классификационно-признаковые модели 95
Количественные геолого-промышленные модели 110
Морфологические модели 124
Модели распределения содержаний 138
Принципы классификации месторождений для металлогенических и прогнозных построений 148
Глава III. Металлогенические обстановки 162
Металлогения океанов 167
Металлогения геосинклинально-складчатых систем 180
Металлогения платформ 194
Металлогеническое развитие земной коры 201
Глава IV. Прикладные методы специальной металлогении 206
Общие принципы прогнозно-металлогенического районирования 206
Принципы и методы крупномасштабного и локального прогноза 219
Принципы формирования требований к результатам и качеству геологоразведочных работ 252
Методические основы оценки результативности геологоразведочных работ 257
Заключение 282
Список литературы 284
Именной указатель 286

ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ (ПРАКТИЧЕСКОЕ) ИЗДАНИЕ

Кривцов Анатолий Иванович

ПРИКЛАДНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Заведующий редакцией *В.А. Крыжановский.* Редактор издательства *Ю.А. Рожнов*
Художественный редактор *Г.Н. Юрчевская*
Технические редакторы *Л.А. Миронова, А.А. Бровкина*
Корректор *Е.С. Глуховская.* Оператор *М.Г. Булковская*
ИБ №7254

Подписано в печать с репродуцируемого оригинал-макета 17.04.89. Т – 08480. Формат 60 x 881/16. Бум. офсетная № 2. Гарнитура Пресс-роман. Печать офсетная. Усл.-печ. л. 17.64. Усл. кр.-отт. 17.64. Уч.-изд. л. 19.50. Тираж 2150 экз. Зак. № 6849/1490–2. Цена 1 р. 30 к.
Набор выполнен на наборно-пишущей машине

Ордена "Знак Почета" издательство 'Недра".
125047 Москва, пл. Белорусского вокзала, 3.

Ордена Октябрьской Революции и ордена Трудового Красного Знамени МПО "Первая Образцовая типография" Государственного комитета СССР по печати
113054, Москва, Валовая, 28

Ц. 30 к.

5251

НЕДРА