

Я.Н. БЕЛЕВЦЕВ

В.Б. КОВАЛЬ

В.И. НИКОЛАЕНКО

СОВРЕМЕННЫЕ  
ПРОБЛЕМЫ  
ЭНДОГЕННОГО  
РУДО-  
ОБРАЗОВАНИЯ

Я. Н. БЕЛЕВЦЕВ,  
В. Б. КОВАЛЬ,  
В. И. НИКОЛАЕНКО

553. 065

СОВРЕМЕННЫЕ  
ПРОБЛЕМЫ  
ЭНДОГЕННОГО  
РУДООБРАЗОВАНИЯ

427

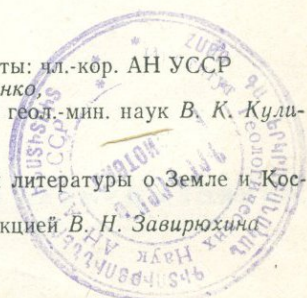
Рассматриваются главнейшие проблемы современной теории рудообразования: источники рудных растворов, пути и причины движения рудных растворов, геологические и физико-химические условия мобилизации, миграции и концентрации металлов, некоторые закономерности размещения месторождений.

Разработано новое представление о полигенном происхождении рудообразующих растворов. Рассмотрены возможные источники металлов и принципы новой генетической классификации эндогенных месторождений. Большое внимание уделено связи эндогенного оруденения с глубинными подкоровыми процессами, метаморфизмом и ультраметаморфизмом, магнитизмом и вулканизмом, а также подземной циркуляцией вадозных вод.

Книга рассчитана на геологов, занимающихся изучением и поисками месторождений полезных ископаемых.

Рецензенты: чл.-кор. АН УССР  
*И. С. Усенко*,  
кандидат геол.-мин. наук *В. К. Куликовский*

Редакция литературы о Земле и Космосе  
Зав. редакцией *В. Н. Завирюхина*



Книга «Современные проблемы эндогенного рудообразования» написана по результатам многолетних геологических наблюдений и всестороннего изучения образцов пород и руд, собранных авторами на многочисленных и разновозрастных рудных месторождениях. Наши наблюдения относятся к железным рудам Украины, Аньшанского района Китая, Сингхбхумского рудного района Индии, КМА, Урала, Алтая и Кольского п-ова, полиметаллическим рудам Средней Азии, Мексики, Кавказа и Украины, а также многим другим месторождениям редких, рассеянных и радиоактивных металлов в СССР и за рубежом.

Большие успехи практической геологии в СССР привели к открытию многих крупных месторождений черных, цветных и редких металлов, способствующих развитию народного хозяйства нашей страны. В процессе детального и многостороннего изучения рудных месторождений получено большое количество геологических, диагностических и экспериментальных данных.

Накоплен большой геологический материал, освещающий строение рудных полей, месторождений и рудных залежей, размах оруденения, минеральный состав руд, распределение рудогенных элементов в рудных залежах и вмещающих породах, а также геолого-исторические данные о размещении рудных месторождений среди пород различных этапов развития геосинклиналей и платформ. Эти материалы позволяют создать обоснованные представления о геологических условиях образования месторождений.

Развитие геофизики дало возможность создать реальные представления о строении земной коры и верхней мантии и тем самым приблизиться к пониманию возможных источников образования эндогенных месторождений. За последние 10—15 лет наметились значительные успехи в развитии теории рудообразования, особенно в изучении геологических условий образования и закономерностей размещения рудных месторождений. В СССР и за границей получены данные о физико-химических условиях эндогенного рудообразования. К ним относятся термо-барометрические данные, позволяющие судить о температуре и давлении, при которых образовались месторождения.

Изучен состав рудообразующих растворов, полученных из газовой-жидких включений рудных минералов. Проведено моделирование рудного процесса, позволившее получить реальные представления о температуре, давлении, составе рудообразующих растворов, проницаемости горных пород и о переносе ме-

таллов комплексными ионами. Среди работ этого плана необходимо отметить прежде всего коллективную монографию «Генезис эндогенных рудных месторождений» под ред. В. И. Смирнова (1968), в которой детально рассмотрены геологические и физико-химические условия образования всех групп эндогенных месторождений, а также работы Г. А. Твалчрелидзе (1966), Ф. К. Шипулина (1968), А. Д. Щеглова (1968), В. Н. Котляра (1970), Н. И. Хитарова (1962), Я. Н. Белевцева (1969, 1970а, 1970б), В. И. Смирнова (1969, 1970), Д. С. Домарева (1967), Л. Н. Овчинникова (1965), Ю. А. Долгова (1968), Е. А. Радкевич (1970) и некоторые другие. В этих работах рассмотрены различные стороны теории рудообразования: глубины образования рудных месторождений, температуры и давления, при которых образуются рудные парагенезисы, происхождение и состав рудообразующих растворов, интервалы оруденения, источники рудообразующих веществ, результаты экспериментальных работ по моделированию процессов рудообразования и т. д.

На материалах Украинского щита с привлечением данных по Алданскому, Балтийскому, Индийскому и другим щитам мира развивается теория метаморфогенного рудообразования (Белевцев, Домарев, Буряк, Коваль и др., 1969). В современной науке о рудообразовании отчетливо выделяются две группы проблем: геологические и физико-химические проблемы рудообразования, на решении которых сосредоточили свое внимание геологи-рудники. Как бы промежуточное положение занимают проблемы изучения рудного вещества и получения многих диагностических данных. К последним мы относим глубокое изучение рудообразующих минералов и элементов, в частности, распределение различных элементов в минералах, изотопный состав элементов (S, C, O, Pb, U и др.), которые по методам изучения ближе стоят к экспериментальным.

К геологическим проблемам рудообразования относятся структурно-литологические условия размещения месторождений, вертикальный размах оруденения, минеральный и химический состав руд, закономерности размещения месторождений в породах различных этапов геологического развития.

К физико-химическим проблемам относятся термодинамические условия рудообразования, глубины образования месторождений, рудные растворы (источники, состав, пути и условия движения), источники металлов и формы их переноса в растворах, причины выпадения рудного вещества.

Несмотря на тесную взаимосвязь геологических и физико-химических сторон рудообразования методы исследования их различны и будут рассмотрены раздельно.

В первых главах (I—VI) рассмотрены общие вопросы рудообразования, современное состояние теории эндогенного рудообразования, где на основе современных геологических и экспериментальных данных раскрыто понимание главнейших геологических и физико-химических проблем, а также показана несостоятельность многих из них.

Здесь же изложены главнейшие положения современной теории эндогенного рудообразования: а) источники рудообразующих веществ и растворов эндогенных месторождений; б) форма переноса металлов в растворах — ионные, коллоидные, комплексные соединения; в) причины выпадения рудного вещества из растворов — тектонофизические, химические; г) принципы геологической классификации эндогенных месторождений.

В главах VII—IX рассмотрены частные вопросы проблемы рудообразования — условия образования метаморфогенных месторождений, эндогенных месторождений урана в докембрийских щитах и железных руд джеспилитовой формации докембрия.

Главы I—III, VI—VIII написаны Я. Н. Белевцевым, глава IV — В. Б. Ковалем и глава V — В. И. Николаенко.

В работе использованы экспериментальные данные о разных сторонах эндогенного рудообразования, полученные в лабораториях сектора металлогении ИГФМ АН УССР В. Б. Ковалем, В. И. Николаенко, В. Ю. Фоменко, В. Н. Кучером, Г. И. Гнатенко, а также данные других лабораторий, имеющих отношение к рассматриваемым в работе вопросам. На ряду со своими материалами авторы обобщили многочисленные литературные данные по отечественным и многим зарубежным месторождениям.

Оформление работы выполнено сотрудниками сектора металлогении ИГФМ АН УССР А. Г. Ивановой, С. Ф. Чуприной, П. А. Полторацкой, Е. Э. Игнатченко, которым авторы выражают благодарность.

---

## **СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ УЧЕНИЯ ОБ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ**

Развитие науки о рудообразовании базируется на всестороннем изучении различных по условиям залегания и способам образования рудных месторождений, расположенных на всех континентах мира и во всех известных структурных и фациальных зонах. Накопилось много фактического материала, освещающего строение рудных полей, месторождений и рудных залежей, минеральный состав руд, распределение химических элементов в рудных залежах и вмещающих породах. В настоящее время имеются термо-барометрические данные, позволяющие судить о температуре и давлении, при которых образовались месторождения. В последние годы во многих лабораториях СССР и за границей получены очень важные экспериментальные данные, освещающие некоторые химические и термодинамические стороны эндогенного рудообразования. В частности, получены новые данные о составе, температуре и давлении рудообразующих растворов, о переносе металлов комплексными ионами, об условиях проницаемости пород и по другим вопросам.

К сожалению, этот большой геологический и экспериментальный материал не обобщен и не использован в полной мере для создания современной теории рудообразования. Несмотря на то, что для многих регионов и типов месторождений новый материал противоречит ранее принятым генетическим схемам, все же продолжают господствовать устаревшие, неоправданные фактическими данными теории и гипотезы. Для того чтобы составить представление о современном состоянии главнейших проблем теории рудообразования, рассмотрим проблему формирования рудообразующих веществ и растворов, так как они представляют собой одно из основных звеньев в теории рудообразования.

Понять историю формирования месторождения можно лишь при условии, если геолог хотя бы в общем виде имеет представление об источниках, или, как говорят, о природе рудообразующих растворов. Вместе с тем проблема природы рудообразующих растворов и веществ является одной из наиболее сложных и дискуссионных в учении о рудообразовании.

По этой проблеме в геологической науке выдвинуто и обсуждается много гипотез и теорий, изложенных в работах С. С. Смирнова (1955), Х. М. Абдуллаева (1954), Д. С. Коржинского (1953), А. Г. Бетехтина (1953), М. М. Константинова (1951), Л. Грейтона (1946), А. И. Тугаринова, А. М. Змеенковой (1960), Ф. И. Вольфсона (1966), Н. Фишера (1970), А. Циссарца (1965), В. С. Домарева (1954), Н. Г. Судовикова (1964), Я. Н. Белевцева (1955, 1969, 1970), В. И. Смирнова (1969, 1970), К. Гелена (1971), Ф. К. Шипулина (1970), Е. А. Радкевич (1970), В. Л. Барсукова (1971) и многих других.

А. И. Тугаринов и А. М. Змеенкова (1960) активно поддерживают и развивают старые взгляды геологов о рассеянных элементах в породах как возможных источниках рудных веществ эндогенных месторождений.

Сравнительное изучение изотопных соотношений свинца и серы рудных залежей, магматических и осадочных (метаморфических) пород позволило им убедительно показать существование экстрагирования вещества пород интрузиями и растворами с последующим переотложением их в виде рудных залежей, без видимого участия ювенильного вещества мантии.

Н. Фишер (Fisher, 1970) выдвинул положение о том, что начальным источником металлов рудных месторождений явилась, за небольшими исключениями, первичная базальтовая оболочка Земли. В процессе неоднократной переработки первичной оболочки (вследствие эрозии, осадконакопления, погружения на глубину, метаморфизма, анатексиса и превращения первичного вещества в новые магматические и осадочные породы) возникло все многообразие месторождений металлов. Образовавшиеся при этом гипергенные концентрации металлов под воздействием тектонических движений и интрузивных масс подвергались дальнейшему перераспределению и обогащению, служили источниками гидротермальных, метасоматических, метаморфических и магматических месторождений.

А. Циссарц (A. Cissarz, 1965), К. Гелен (1971) и другие зарубежные ученые, рассматривая генетическую связь эндогенных рудных месторождений с мантийными (симатическими) и коровыми (сиалическими) источниками, намечают некоторые критерии для установления различий между рудами, образовавшимися из разных источников. К таким критериям для месторождений с подкоровыми источниками они относят постоянство состава и структуры, сохранение условий залегания на больших пространствах рудных полей и металлогенических поясов, пространственную связь с базальтоидными магмами, а также отношение стабильных изотопов, близкое к метеоритному стандарту.

Ф. Шипулин (1970) предполагает два источника металлов гидротермальных месторождений: а) экстракция из боковых пород подогретыми магмой подземными водами в период движения и становления магматического массива; б) накопление металлов

в послемагматических растворах из магмы вследствие ее кристаллизации.

По мнению Я. Н. Белевцева (1969, 1970 а, 1970 б), источниками рудообразующих веществ эндогенных месторождений являются подкоровые рудоносные магмы преимущественно базальтоидного состава, подкоровые рудоносные флюиды и породы земной коры, из которых рудогенные элементы извлекались и концентрировались благодаря метаморфическим, гранитизационным, вулканогенным процессам, а также глубинной циркуляции подземных вод.

Эндогенные процессы рудообразования, по мнению автора, развивались в пределах подвижных зон земной коры вследствие тектонических движений, поднятия вулканических базальтоидных масс, потоков тепла и флюидов из области верхней мантии, что вызывало рудообразование или приводило к метаморфизму и гранитизации пород.

Рудные месторождения, возникшие непосредственно из флюидов и растворов подкорового происхождения, названы эндогенными (Белевцев, 1969). Для другой группы месторождений источниками рудообразующих веществ являются метаморфические, послемагматические, вулканогенные и вадозные растворы, в которых вода и металлы имеют коровое происхождение. К этой же группе относятся и месторождения со смешанными (полигенными) источниками (подкоровыми и коровыми).

Таким образом, источники рудообразующих веществ делятся на подкоровые — мантийные, или симатические, и коровые — сиалические.

Е. А. Радкевич (1970) в самом общем виде намечает три группы источников рудообразующих веществ различного происхождения:

1) подкоровые, поступающие с магмами (хром, платина, никель—медь, ванадий, титан) или растворами (Н), характерные для эвгеосинклиналей при малой мощности гранитной коры;

2) коровые (олово, вольфрам, бериллий, литий), заимствованные из гранитной коры, которые характерны для миогеосинклинальных областей и платформенных сооружений с мощной гранитной корой;

3) смешанные (золото, молибден), характерные, по мнению автора, также для эвгеосинклиналей.

В. Л. Барсуков (1971) рассматривает источники рудного вещества гидротермальных месторождений, понимая под последними послемагматические образования. Пространственная связь оловянных месторождений с гранитоидными породами, имеющими повышенный фон олова, позволила ему прийти к выводу о том, что при послемагматических процессах происходит мобилизация рудогенных элементов из магматических пород благодаря

вытеснению из их решеток минералов-носителей (мусковит, хлорит, полевои шпат) и концентрация этих элементов в растворе. В. Л. Барсуков считает возможным принять такой механизм мобилизации рудного вещества только для месторождений тех рудных элементов, для которых характерно проявление металлогенической специализации интрузий.

В. И. Смирнов (1969, 1970), учитывая генетическую связь рудных месторождений с основной — базальтоидной магмой, поднимающейся по глубинным разломам, а также данные об изотопном отношении  $S^{32}$  к  $S^{34}$ , которое оказалось близким к метеоритному стандарту в сульфидных субмаринных месторождениях, считает обоснованным представление о подъеме рудообразующих веществ из подкоровых глубин или верхней мантии.

Он выделяет три группы источников рудообразующих веществ: ювенильные, связанные с глубинными подкоровыми магмами базальтоидного состава; ассимиляционные, вызванные менее глубинными полигенными магмами земной коры, преимущественно гранитоидного состава; фильтрационные, обусловленные мобилизацией рудообразующих веществ на путях циркуляции агрессивных гидротермальных растворов различного происхождения (магматического, метаморфогенного и экзогенного).

Все известные ранее и опубликованные в последние годы точки зрения на источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений можно объединить в несколько групп.

К первой группе относятся широко распространенные представления о рудоносной магме, которая содержит, начиная со своего зарождения, необходимое количество рудных компонентов и отдает их в конечные стадии становления магматического интрузива (Грейтон, 1946; Вольфсон, 1962; С. С. Смирнов, 1955; Бетехтин, 1953; и др.). Для большинства месторождений геосинклинальных областей за материнскую магму принимается гранитоидная, часто изменившая свой состав вследствие активного взаимодействия с боковыми породами. Гидротермальные растворы накапливаются при остывании кислого интрузива в межзерновых пространствах под высоким давлением. Постепенно растворы насыщаются соединениями, которые не вошли в состав кристаллизующихся минералов и не ушли в виде легко летучих эманаций на ранних стадиях формирования интрузива. Падение внешнего давления, вызванное трещинообразованием, приводило к передвижению гидротермальных растворов, несущих рудное вещество в ионно- или молекулярно-дисперсном состоянии.

Некоторое физико-химическое подтверждение этой теории получено А. А. Кадиком и Н. И. Хитаровым (1965), которые показали, что магматический гранитоидный расплав на глубинах, превышающих 6 км, должен поглощать из вмещающих пород

водные растворы, а на меньших глубинах, наоборот,— отдавать их во вмещающие породы. Магма выступает как поглотитель различных по составу подземных вод, обогащенных рудными элементами. Представителями этого направления в настоящее время является подавляющее большинство советских и зарубежных геологов.

Сторонники второго направления связывают образование рудоносных растворов с ассимиляционными процессами осадочных и вулканогенных пород в зонах гранитизации. Они (Абдуллаев, 1954; Никольский, 1941; Хамрабаев, 1958; и другие) считают, что послемагматические месторождения образуются на относительно малых глубинах (3000—4000 м), где процессы гранитизации развиты слабо, а взаимоотношения магмы с боковыми породами имеют ассимиляционный характер. Эту гипотезу развивал также Н. Г. Судовиков (1953), который связывал вынос рудогенных элементов с гранитизацией пород в условиях ультраметаморфизма. Сторонники этого направления отмечают связь между характером эндогенной минерализации и геохимическими особенностями вмещающих пород, подвергшихся гранитизации.

Они считают, что большинство эндогенных рудоносных растворов образовалось из гранитной магмы, которая могла участвовать в гранитизации пород и при этом обогатилась рудными компонентами. Поэтому, как указывал Х. М. Абдуллаев (1954), для многих месторождений наблюдается связь между рудной минерализацией и металлоносностью вмещающих пород.

К третьей группе относятся гипотезы, по которым источником рудообразующих веществ являются подкоровые области Земли, непосредственно связанные с базальтоидным магматизмом (В. И. Смирнов, Е. А. Радкевич, Я. Н. Белевцев). Некоторые исследователи допускают возможность подъема рудоносных флюидов из подкоровых глубин без связи их с магматизмом (Я. Н. Белевцев, А. Лок, Р. Беллингслей).

Сторонники четвертой группы за источник металлов принимают горные породы, подвергшиеся динамотермальному метаморфизму. Фации метаморфизма определили подвижность различных групп рудных элементов. Источником метаморфогенных растворов были осадочные и вулканогенные породы, подвергшиеся метаморфизму. При этом формирующая рудные растворы вода может иметь разное происхождение: а) вода не связанная, находящаяся в поровых пространствах метаморфизируемых пород; б) вода связанная (гидроксильная) в минералах, гидратах (гидрогетит, глинистые минералы, гетит, хлориты и др.). Месторождения такого типа образуются в складчатых областях с относительно высокой степенью метаморфизма пород. Представителями этого направления являются П. М. Каниболоцкий (1941), Я. Н. Белевцев (1955, 1959), В. С. Домарев (1954, 1956) и многие другие.

Представители пятой группы гипотез допускают возможность образования рудоносных растворов за счет подземных вод вадозного происхождения. Воды проникают на значительную глубину в земную кору либо являются реликтовыми — застойными водами; однако в определенных условиях они могли обогащаться рудогенными элементами при химическом взаимодействии с породами, нагреваться и подвергаться геостатическому давлению. Такие растворы могли быть рудообразующими, в частности многие стратиформные месторождения, вероятно, образованы с участием подземных вод глубинной циркуляции (Константинов, 1951). На Международном симпозиуме по генезису рудных месторождений в Японии в 1970 г. К. С. Данэма (Англия), как и многие другие участники симпозиума, указал, что стратиформные месторождения сульфидов образуются из металлоносных вод вулканогенного гидротермального и вадозного происхождения. В сульфидах установлена сера биогенного и вулканического происхождения (Белевцев, 1971).

В настоящее время изложенные представления о возможных источниках рудообразующих веществ являются наиболее полными, хотя, с нашей точки зрения, нуждаются в конкретизации и дополнении, что и будет сделано в соответствующей главе настоящей работы.

Таким образом, едва ли можно считать убедительными господствующие еще представления геологов, которые считают единственным источником растворов и рудного вещества магматические интрузии, часто рассматриваемые в отрыве от геологической истории развития подвижной области.

В настоящее время есть достаточно данных, чтобы считать источники рудообразующих растворов и металлов, создавших огромное разнообразие эндогенных месторождений, различными, а во многих случаях комплексными.

Наиболее распространенной, можно сказать господствующей, точкой зрения на источники рудного вещества эндогенных месторождений все же является **магматическая**, согласно которой рудные компоненты выносились из магматического очага в период его становления. Поэтому изучаются магматические породы, определяется их металлогеническая специализация, по которой высказываются предположения о возможных месторождениях вблизи магматических тел.

По мнению петрологов, всякая кислая магма образовалась в земной коре как продукт палингенеза различных метаморфических пород вулканогенного или осадочного происхождения. Это означает, что магма вобрала в себя все элементы указанных пород и они определили ее геохимическую особенность. С другой стороны, магма как очаг с высоким термодинамическим потенциалом впитывала в себя при определенных условиях подземные воды различного состава и минерализации, ассимилировала их и на последних этапах отдавала (Кадик, Хитаров, 1965). Магма по-

догревала подземные воды и мобилизовывала их минерализацию для рудообразования (Шипулин, 1970), наконец, магматические породы, могли быть источником металлов для послемагматических месторождений (Барсуков, 1971). Поэтому нельзя представлять генетическую связь оруденения с интрузивами в узком смысле и рассматривать ее как единственно возможное положение, лежащее в основе теории эндогенного рудообразования.

Во многих районах с древними комплексами и высокими ступенями метаморфизма пород рудные месторождения несомненно образовались метаморфогенным путем в результате действия рудообразующих растворов, возникших при обезвоживании пород вследствие динамотермального метаморфизма. Главным источником рудного вещества метаморфогенных месторождений всегда принимали осадочные и вулканогенные породы, подвергшиеся метаморфизму. Воды, заполняющие поры в завершающую стадию метаморфизма, содержали в своем составе компоненты, высвободившиеся при разрушении аутигенных минералов пород и не вошедшие в новообразованные метаморфические минералы. К таким компонентам должны были относиться и рудогенные элементы, которыми пересыщались метаморфические растворы и которые оставались вполне подвижными при сложившихся физико-химических условиях. Вместе с тем допускается возможность привноса рудогенных элементов метаморфизирующими флюидами из подкоровых глубин Земли.

Нельзя не признать некоторую, а для отдельных месторождений и значительную, роль нисходящих вадозных или подземных вод в формировании рудообразующих растворов. Подогретые глубинные подземные воды приобретают достаточную минерализацию и становятся неотличимыми или очень близкими по своим свойствам к гидротермальным водам магматогенного происхождения. Поэтому нельзя отрицать участие подземных вод в создании эндогенных рудных месторождений, которые, вероятно, очень трудно отличить от месторождений, образованных растворами собственно магматогенного происхождения.

В практической геологии известно немало хорошо изученных месторождений, образовавшихся в результате метаморфизма, ультраметаморфизма и гранитизации с участием поверхностных и подземных вод, а также многочисленных рудных месторождений, морфологически и структурно связанных с глубинными разломами.

Нет сомнения в том, что рудообразование — процесс геологический и его надо рассматривать в генетической связи с естественным сочетанием геологических явлений. Если геологические формы движения в своем конкретном выражении проявляются в земной коре в виде складкообразования, метаморфизма, глубинных разломов, магматизма, осадконакопления и минералообразования, то и процессы накопления рудного вещества долж-

ны быть связаны с этими формами движения. Следовательно, чтобы раскрыть закономерности рудообразования, надо прежде всего знать с какими геологическими явлениями (формами движения) непосредственно оно связано. Если рудообразование возникло вследствие метаморфизма и ультраметаморфизма, то необходимо глубоко изучить именно эти процессы и вызванную ими миграцию вещества. Магма, а затем интрузив, образовавшиеся в области ультраметаморфизма — частная форма проявления метаморфизма и его нельзя рассматривать в отрыве от общих геологических явлений области или района. Если рудообразование связано с потоком тепловой энергии по зонам глубинных разломов, необходимо знать в совершенстве процесс развития этих разломов. Интрузии и эффузии, связанные с глубинными разломами, во многих случаях возникли одновременно с рудообразованием и не являются его источниками. Однако решение коренных вопросов теории рудообразования усложняется тем, что до настоящего времени для многих важнейших геологических процессов не установлено, где причина, а где следствие. Например, не ясно, магматизм порождает метаморфизм и гранитизацию пород или метаморфизм приводит к образованию магмы и магматических интрузий.

Большая группа геологов (магматисты) считает первопричиной метаморфизма, гранитизации, вулканизма и эндогенного рудообразования магму, поднимающуюся из подкорового слоя в результате его дифференциации (Д. С. Коржинский, Н. П. Семенов, В. С. Соболев и многие другие).

Другая часть геологов (трансформисты) считают первопричиной метаморфизм и ультраметаморфизм, зарождающиеся и развивающиеся вследствие тектонических движений, а также возникающие при нарушении гидростатического равновесия напряжения в породах под влиянием наложенного одностороннего — направленного давления (Н. Г. Судовиков, В. С. Домарев, Я. Н. Белевцев и др.).

Метаморфизм и его высшая форма — ультраметаморфизм обуславливают подвижность элементов, приводят к метаморфическому изменению пород, метасоматической гранитизации и, при определенных условиях, к возникновению магматических масс. Последние могли перемещаться в породах в места малых давлений и создавать интрузивы.

Огромные поля развития метаморфических пород, слагающих щиты, фундаменты древних платформ и основания (корни) многих подвижных поясов, характеризуются широким развитием мигматитов с подчиненным количеством интрузивных тел. Эти поля занимают более половины всей площади материков Земли и, вероятно, отражает общее закономерное развитие земной коры. В их пределах сосредоточена большая часть промышленных месторождений железа, никеля, кобальта, вольфрама, золота, олова, титана, меди, урана и многих других металлов, которые

здесь тесно связаны с развитием метаморфизма и ультраметаморфизма.

Гранитные интрузии в пределах этих полей занимают незначительные площади, обычно связанные с разломными структурами, и в большинстве случаев контролируют развитие рудных месторождений. Интрузивные тела встречаются как среди мигматитов, представляющих собой зоны ультраметаморфизма, так и в районах развития метаморфических пород. Следовательно, для таких районов нельзя считать гранитные интрузии первопричиной метаморфизма, гранитизации и рудообразования.

Из краткого обзора проблемы природы рудообразующих веществ видно, что в настоящее время еще нет стройного представления по коренным вопросам проблемы рудообразования. Современная теория рудообразования еще далека от совершенства.

---

## **ИСТОЧНИКИ РУДООБРАЗУЮЩИХ ВЕЩЕСТВ И РАСТВОРОВ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Проблема источников рудообразующих веществ эндогенных месторождений одна из самых важных в теории рудообразования, так как она имеет большое практическое значение на различных стадиях поисков, разведки и эксплуатации месторождений.

Господствовавшие до последнего времени представления об универсальном магматическом источнике рудообразующих веществ и развитие учения о так называемых специализированных магматических породах как основы поисков месторождений не отражают общей закономерности рудообразования.

Данные геологических и экспериментальных работ свидетельствуют о полигенности источников рудообразующих веществ и растворов, образующих эндогенные месторождения. Установлено, что процесс формирования многих месторождений сложный и многостадийный, причем участвовали в нем различные источники рудообразования. Если месторождение образовалось под влиянием экзогенных и эндогенных процессов, то отнести его к какому-либо типу можно только условно (осадочно-метаморфические, стратифицированные и др.), ибо поднимающиеся из подкорковых глубин минерализованные флюиды могли дополнительно обогащаться рудными компонентами, экстрагированными из пород, через которые они проходили.

В настоящей главе мы рассмотрим источники рудообразующих веществ и растворов на основе геологических и экспериментальных данных.

Чем больше геологическая наука углубляется в изучение минерального вещества и чем глубже, благодаря бурению и геофизике, становятся познания земной коры, тем больше убеждаемся в огромном влиянии подкорковых процессов на рудообразование.

Как известно, эндогенные геологические процессы, с которыми связано формирование рудных месторождений, вызваны внутренними силами Земли. К ним относятся вулканизм, магматизм, смятие горных пород, образование разломов в земной коре, изменение состава и структуры горных пород под действием высоких температур и давлений — метаморфизм. На процессы эндогенного рудообразования, по современным данным, оказывали огром-

ное влияние также продукты верхней мантии и «базальтового слоя», которые в виде расплавов и флюидов поднимались по зонам глубинных разломов в поверхностные зоны Земли. В связи с этим эндогенные процессы могут быть разделены на две группы: к первой из них относятся процессы, вызванные подъемом вещества и тепловой энергии из подкоровых глубин, а ко второй — процессы, совершающиеся в пределах сиалической части земной коры — метаморфизм, магматизм, гранитизация и смятие горных пород. Эндогенные процессы первой группы можно назвать внешними для земной коры, или подкоровыми, тогда как процессы второй группы являются внутренними — совершающимися в пределах земной коры. Влияние этих двух групп на рудообразование очень сложное, особенно если рассмотреть их в историческом аспекте.

В теоретической петрологии все отчетливее устанавливается зависимость метаморфизма, гранитизации и магматизма от потоков тепловой энергии и газо-водных флюидов из подкоровых глубин. Общей теоретической предпосылкой для понимания генетической связи рудообразования с глубинными процессами являются исследования А. П. Виноградова (1962) в области разделения Земли на оболочки под действием расплавления, конвективного перемещения и кристаллизации, вызванных теплом радиоактивного распада. Этот процесс привел к выделению тугоплавкой верхней мантии (дуниты и пироксениты) и относительно легкоплавкой земной коры (базальты и кислые породы). Плавление первичного вещества Земли сопровождалось выделением больших масс паров воды и легколетучих газообразующих веществ (дымов), которые способствовали перемещению многих металлов в земную кору.

По такой схеме рудогенные элементы должны размещаться в зонах плавления и кристаллизации в зависимости от способности их к плавлению. В мантии стабилизируются тугоплавкие металлы, выше — в зоне эклогитов и базальтов — они, вероятно, сменяются более легкоплавкими. Еще более легкоплавкие металлы должны подниматься в область гранито-гнейсового и осадочного слоев земной коры. С другой стороны, сообразуясь с достижениями химии высоких давлений, следует полагать, что рудные элементы, поднимающиеся из мантии в земную кору, должны располагаться в пределах последней в соответствии с величиной геостатического давления. Наиболее глубокие части земной коры будут обогащены металлами, ионы которых имеют малые, а затем средние размеры, выше они сменяются металлами с большим диаметром ионов. Таким образом, по мере преобразования исходного — планетарного вещества Земли и разделения его на оболочки (мантию и земную кору) происходил необратимый процесс первичного обогащения земной коры легкоплавкими металлическими компонентами, которые в дальнейшем явились источником эндогенных рудных месторождений.

Образование вторичных локальных скоплений металлов или рудных месторождений происходило в последующие геологические эпохи под влиянием общих (планетарных) и местных (локальных) причин. К общим причинам мы относим необратимое изменение геологической жизни Земли от архея до самых молодых геологических эпох. Укажем, например, на ведущее значение для докембрийских периодов вулканических образований, метаморфизма и ультраметаморфизма, которые привели к формированию кристаллических щитов. Последние вмещают в себе метаморфогенные месторождения почти всех металлов, имеющих ведущее значение в мировой экономике. Для послекембрийских эпох характерно осадочное рудообразование и ограниченное развитие метаморфизма, магматизма и эндогенной рудной минерализации.

Для вторичного обогащения или концентрации металлов характерно активное участие глубинных растворов и магматических масс, выделявшихся из областей мантии или земной коры и поднимавшихся по зонам глубинных разломов в приповерхностные участки; при этом они выполняли большую работу по переносу и концентрации рудогенных элементов. С таких позиций генетическая связь эндогенных месторождений с кислыми магматическими интрузиями, эффузивами, метаморфическими и другими геологическими процессами, происходящими в земной коре, является частным проявлением вторичной концентрации рудных компонентов в пределах земной коры.

В настоящее время установлено многообразие эндогенных рудных месторождений не только по условиям залегания, составу и структуре, но и по генетическим особенностям. Так, совершенно определенно выделяются собственно магматические месторождения, располагающиеся преимущественно среди основных и ультраосновных магматических пород — перидотитов (хромиты), габбровых (титано-магнетиты, платина и палладий) и спилито-кератофирировых субмаринных пород (железо, медь, цинк). Для кислых — гранитоидных пород характерны месторождения редких и радиоактивных металлов. Эти месторождения характеризуются высокими надкритическими температурами образования, отвечающими стадиям кристаллизации основной магмы.

Гидротермальные месторождения образовались из горячих минерализованных флюидов и растворов различного происхождения. Доказательством этому являются газожидкие включения в рудных и сопутствующих им минералах самых разнообразных генетических групп (метаморфогенных, вулканогенных, скарновых, альбититовых и др.). В газожидких включениях обнаружены водные растворы различного состава, содержащие  $\text{CO}_2$ , Na, Cl, K, бикарбонаты, сульфаты и небольшие количества тяжелых металлов. Установлено, что температуры образования рудных минералов составляют от нескольких десят-

ков до 500—600° С, а давления — от нескольких до 2—3 тыс. атм. Большое количество таких определений в минералах различных генетических групп дает основание полагать, что образование эндогенных месторождений характеризуется широким изменением термодинамических условий растворов.

Рудообразующие гидротермальные растворы являются минерализованными подогретыми или горячими водами, содержащими летучие компоненты и имеющие различное происхождение (плутоническое, метаморфогенное, ювенильное, вулканогенное и вадозное).

Вулканогенные месторождения образовались под влиянием газо-водных эксгаляций, имеющих сложное происхождение вследствие смешения газо-водных продуктов вулканов и воды, заимствованной из боковых пород.

### **ИСТОЧНИКИ РУДООБРАЗУЮЩИХ ВЕЩЕСТВ**

Для образования различных генетических типов эндогенных месторождений источниками минеральных веществ в самом широком смысле могли быть только породы земной коры и подкоровой зоны. В настоящее время нет возможности оценить значение каждого из этих источников для некоторых генетических типов месторождений. Можно лишь с уверенностью говорить о способах извлечения и переноса минеральных веществ из пород и подкоровых зон, благодаря чему создались различные генетические подразделения эндогенных месторождений.

Так, из подкоровых глубин минеральные вещества, по имеющимся данным, выносились вместе с основной магмой и в виде газо-водных флюидов. Из пород земной коры минеральные вещества извлекались вследствие палингенеза пород при гранитизации (ультраметаморфизме), регионального динамотермального метаморфизма, а также при фильтрации через породы растворов вулканогенного, послемагматического, вадозного, подкорового или смешанного (полигенного) происхождения.

#### **ПОДКОРОВЫЕ (СИМАТИЧЕСКИЕ) ИСТОЧНИКИ МИНЕРАЛЬНЫХ ВЕЩЕСТВ**

В настоящее время можно наметить два типа глубинных источников минеральных веществ для эндогенного рудообразования: а) рудоносные подкоровые магмы преимущественно базальтоидного состава, б) рудосодержащие флюиды. Мы не располагаем исчерпывающими материалами, которые дали бы возможность во всех случаях оценить значение каждого из этих типов источников в образовании рудных месторождений, однако уверенно можно назвать месторождения, генетически связанные с этими типами источников.

Подкоровые (симатические) источники рудообразующих веществ приурочивались к расколам относительно более тонкой

земной коры, поэтому особенно интенсивный подъем магматических масс и флюидов из подкоровых — мантийных глубин, надо полагать, происходил в докембрийское время. Способствовали этому тонкая кора, большая тектоническая активность и активная вулканическая деятельность, о чем свидетельствуют обилие вулканогенных пород в докембрии и образование месторождений железа, кобальта, никеля, цинка, хрома, урана, характерных для подкоровых источников.

В последующие эпохи месторождения, связанные с подкоровыми источниками, чаще всего развивались в местах относительно резкой смены мощности земной коры. Они встречаются в краевых прогибах подвижных зон, где часто развиваются глубинные разломы, либо среди эвгеосинклинальных подвижных зон.

Рудоносные подкоровые магмы базальтоидного состава как источники рудного материала рассмотрены в работах А. Н. Заварицкого (1950), В. Н. Котляра (1968), В. И. Смирнова (1969) на основании геологических особенностей месторождений и соотношения изотопов серы сульфидных месторождений.

Магматогенное рудообразование проявляется в раннюю стадию развития эвгеосинклиналей, где оно связано с базальтоидными магмами, занимающими узкие интенсивно погружающиеся тектонические трог в зонах глубинных разломов (Смирнов, 1970). Эти трог приурочены к участкам утонения земной коры вследствие полного или частичного выпадения «гранитного» слоя. Здесь наблюдается сближение «базальтового» слоя с осадочной оболочкой. Трог образуют протяженные полосы основных пород, относящиеся к краевым зонам складчатых эвгеосинклинальных или эв-миогесинклинальных подвижных поясов. Магматогенные месторождения этого типа представлены железом, марганцем, титаном, ванадием, хромом, медью, цинком, платиноидами и составляют, по В. И. Смирнову (1970), базальтофильную группу. Наличие подкорового, глубинного магматического источника рудогенных элементов подтверждается не только устойчивой ассоциацией их с базальтоидной магмой и приуроченностью последней к тектоническим трогам ранней стадии развития эвгеосинклиналей, а и возрастными взаимоотношениями с минералами магматических пород. Кроме того, доказательством ювенильного происхождения рудных минералов являются соотношения изотопов серы колчеданных месторождений, расположенных среди базальтоидных пород. Сведенные и обобщенные В. И. Смирновым (1969, 1970) определения изотопного состава на многих аналогичных месторождениях Урала, Кавказа, Печенги, Японии, Канады, Швеции и других районов мира, показали, что отношения изотопов  $S^{32} : S^{34}$ , варьируют в узком диапазоне 22,10—22,80, приближающемся к метеоритному стандарту (рис. 1)..

Титано-магнетитовые месторождения всегда располагаются среди основных пород габбровой формации. Нередко они протя-

гиваются на многие километры и содержат различные по размерам скопления вкрапленных или прожилковых руд, сложенных магнетитом и ильменитом, например титано-магнетитовые месторождения Урала (Кусинское, Качканарское и др.). Они образовались в результате выделения из основных габброидных магм и кристаллизации рудного флюида в межзерновых пространствах или трещинных зонах в габбровых массивах.

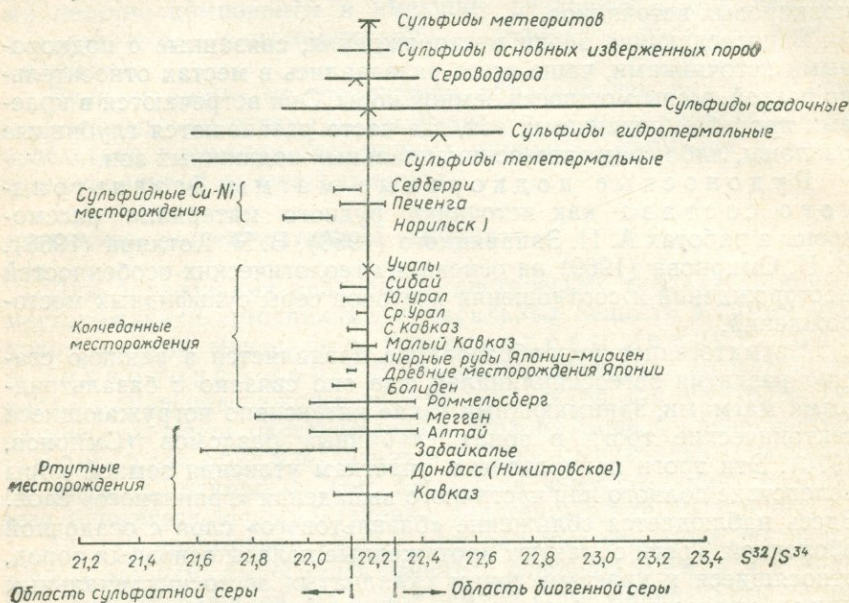


Рис. 1. Соотношение изотопов серы (по В. И. Смирнову) для различных сульфидных месторождений.

Месторождения медные и медно-никелевые или медно-цинковые в большинстве случаев залегают непосредственно среди пород спилито-кератофировой формации или вулканогенно-осадочных пород. Материал месторождений, по изотопным данным, непосредственно связан с магмой и поэтому чаще всего представлен вкрапленниками в вулканических породах. При наложенном метаморфизме, как показал А. Н. Заварицкий (1950), происходило отделение рудного вещества от породы, некоторое его перемещение и образование согласных и секущих залежей. Примером могут быть многочисленные месторождения Уральского медно-колчеданного пояса, медный пояс Сингхбхум в Индии, медный пояс Замбии, Канады и многих других районов мира. Эти районы, зоны или пояса, по геоструктурным особенностям относятся к разряду глубинных разломов, по которым поднимались ювенильные основные магмы. Такие зоны обычно протягиваются на сотни и даже тысячи километров, во много раз превышают толщину

земной коры и имеют более или менее однотипный состав рудных месторождений.

Подкоровые рудоносные флюиды. Участие в процессах рудообразования рудоносных флюидов и растворов подкорового происхождения обосновывается геологическими и физико-химическими данными. К геологическим данным относятся: поясовое, или точнее линейное, размещение однотипных близких по возрасту и генезису месторождений, протягивающихся прерывистой цепочкой на сотни и даже тысячи километров и по своей протяженности во много раз превышающие толщину земной коры (К. Гелен, 1971), а также развитие метаморфизма и ультраметаморфизма пород на всех континентах мира и связанное с ними рудообразование.

Месторождения, размещенные в виде поясов, обладают общими минералого-геохимическими особенностями в виде отчетливого зонального расположения минерализации разных металлов (Тихоокеанский пояс, Серебряный пояс Америки, Европейский пояс докембрийских месторождений, урановый пояс Канады и др.).

Ярким примером такой закономерности является Серебряный пояс Америки, который протягивается в пределах Мексики более чем на две тысячи километров от границы США на севере до Вулканических гор на юге, расположенных на границе с Гватемалой. Автору удалось наблюдать систему разломов в толще глинистых сланцев, известняков и вулканических пород, слагающих восточное крыло Западной Сьерра-Мадре. На всем протяжении пояса отчетливо прослеживается зональное размещение месторождений различных металлов. Самые северные месторождения, расположенные на границе со США, в штате Чиуауа (Санта-Евлялия, Найка и др.), — свинцово-цинковые с подчиненным количеством серебра. Южнее, на месторождениях Санта-Барбара, Ла-Приета и многих других (штат Парала) количество цинка уменьшается, а его место как бы занимает медь. На месторождениях средних штатов Мексики (Дуранго и Сакатекас) преимущественно развиты свинец и серебро. Еще южнее, на месторождениях штатов Гуанохуато, Куэрновака и Пуэбло преобладают серебро и золото.

Постепенной сменой одной геохимической зоны другой выражена общая зональность пояса, вытянутая на тысячи километров и связанная с системой разломов глубокого заложения. По ней наблюдаются дайки основных и кислых магматических образований. Такую закономерность невозможно объяснить последовательным внедрением магм или пульсационной деятельностью одного магматического очага, физико-химическими свойствами вмещающих пород, изменением теплового режима послемагматического процесса или иной другой деятельностью магмы. Наиболее вероятно, что образование месторождений Серебряного пояса связано с подъемом рудоносных термальных флюидов из подкоровых глубин земной коры в виде мощного фронта по зоне

разломов глубокого заложения. Состав флюидов мог со временем меняться в результате взаимодействия с боковыми породами, смешения с вадозными водами, потери термодинамического потенциала растворами, а может быть, и многих других причин. Одним из важных доказательств подкорового происхождения рудных флюидов Серебряного пояса является приуроченность многочисленных и разновременных основных и кислых магм, поднимавшихся по тем же разломным структурам.

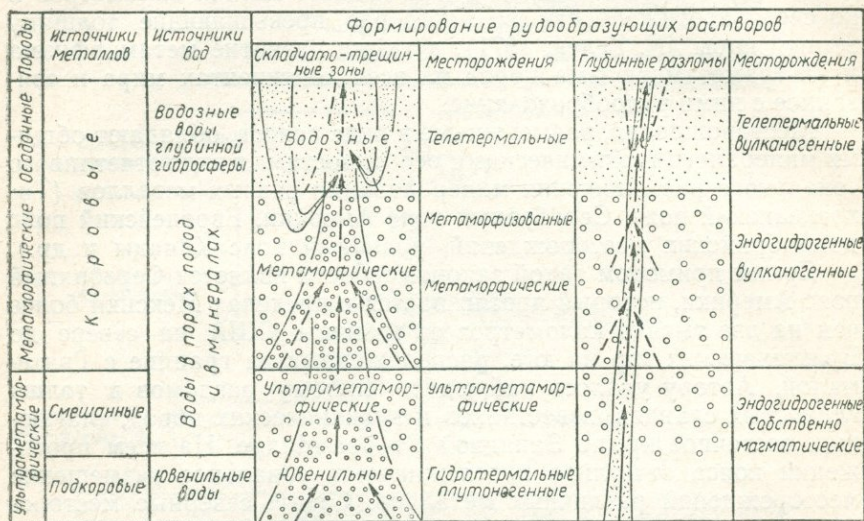


Рис. 2. Принципиальная схема эндогенного рудообразования.

Месторождения, образованные непосредственно под влиянием гипогенных флюидов, мы относим к группе эндогидрогенных (Белевцев, 1969). Эти месторождения приурочиваются к зонам глубинных разломов земной коры и нередко образуют рудные пояса большой протяженности. Эндогидрогенные месторождения могут образовываться на большой глубине (10—15 км) непосредственно при разложении рудоносных флюидов, а также на средних (5—6 км) и малых (1—2 км) глубинах в пределах относительно узкой зоны разлома (рис. 2).

Естественно полагать, что по пути движения ювенильные флюиды и водные растворы могут смешиваться с метаморфическими и вадозными водами, заимствовать рудный материал из пород и приводить к образованию гидротермальных месторождений, в которых источники рудного вещества будут полигенными (смешанными).

Масштабы распространения метаморфических и ультраметаморфических образований, с которыми связаны крупнейшие в мире месторождения черных, цветных и редких металлов, состав-

ляющих основу мировой экономики, грандиозны. Например, Украинский щит, представляющий собой небольшую часть кристаллического основания Восточно-Европейской платформы, имеет ширину 300—400 км, длину около 1000 км и мощность гранитоидных пород 30—35 км. Объем метаморфических пород достигает 10 млн. км<sup>3</sup>; 90% его составляют метаморфические породы, образовавшиеся из вулканогенных и осадочных образований. Такие щиты как Канадский, Бразильский, Австралийский или Индийский в десятки раз больше Украинского щита.

Совершенно невозможно объяснить такое преобразование пород и рудообразование локальными процессами, не связанными с потоком энергии и перемещением элементов из нижних частей земной коры или мантии. Совершенно очевидно участие в этих процессах ювенильных источников тепловой энергии и флюидов богатых натрием и калием, которые привели к метаморфическому преобразованию целых континентов осадочных и вулканогенных пород и к образованию многочисленных месторождений. Геологам хорошо известны многие месторождения, непосредственно связанные с калиевым и натриевым щелочным метасоматозом. Парагенетические ассоциации редкометальных месторождений со щелочным метасоматозом могут свидетельствовать о глубинных, подкоровых источниках минеральных веществ.

Кроме рудных растворов, непосредственно являющихся рудообразующими, не вызывает сомнения также существование метаморфизирующих, или трансмагматических по Д. С. Коржинскому (1967), растворов. Последние явились не только основным фактором метаморфизма, а и причиной метаморфического рудообразования. Потоки поднимающихся флюидов в этом случае проходили по складчато-трещинным зонам, где смешивались с водами, выделяемыми из пород, и вместе образовывали метаморфические растворы, приводившие к динамотермальному метаморфизму и ультраметаморфизму.

При благоприятных условиях формировались рудные растворы, которые обусловили рудоотложение и образование метаморфогенной группы месторождений. В самых верхних частях земной коры рудные растворы могли смешиваться с вадозными водами и становиться причиной образования телетермальных месторождений с полигенными источниками (рис. 2).

К физико-химическим параметрам подкоровых источников минеральных веществ, по нашему мнению, относятся следующие.

1. Высокое содержание изотопа  $O^{18}$  ( $7 \div 10^0/00$ ) в водах fumarольных возгонов Авача на Камчатке, Эбеко на о. Парамушир (Курильская гряда), гейзеров Йеллоустонского парка в США и др. Около 5—10% всех геотермальных источников, известных на земном шаре, имеют высокое отношение изотопов  $O^{18} : O^{16}$ ; эти воды отвечают составу до ювенильного происхождения.

2. В зонах активизации платформ встречены рудообразующие минералы, для которых по наличию углекислоты в газо-жидких

включениях определены высокие давления (5—6 тыс. атм), отвечающие глубине образования в 15—20 тыс. м. Однако, температура образования этих минералов измеряется 300—400°С, что противоречит такой глубине образования, особенно если учесть геотермический градиент подвижных зон (10—15 м). Судя по температуре, глубина образования этих минералов 3—5 тыс. м.

Такое несоответствие давления и температуры свидетельствует, вероятно, о передаче высокого давления растворами из больших глубин, на которых формировались растворы, и об относительно низких температурах кристаллизации минералов, отвечающих глубине рудообразования.

3. Термодинамические расчеты Э. Б. Чекалюка (1968) позволяют экстраполировать данные растворимости воды в силикатах до глубин верхней мантии Земли, где должна находиться точка инверсии, ниже которой растворимость воды в силикатах с увеличением давления должна понижаться. Эти расчеты, основанные на установленной экспериментально (Хитаров, 1967) и теоретически ограниченной растворимости воды в силикатном расплаве в зависимости от давления, дает основание полагать, что ниже 110 км из силикатного расплава, содержащего 6% растворенной воды, происходит ретроградное выделение воды. При меньшем содержании воды в расплаве точка ретроградного насыщения опустится ниже. Повышение температуры также вызывает опускание точки ретроградного насыщения. Это позволило Э. Б. Чекалюку сделать вывод о существовании в мантии слоя, лишенного газа, на глубине более 100 км. Такой вывод совпадает с данными В. А. Магницкого (1965), который на основании сейсмических исследований установил на глубине 100—200 км наличие в мантии «размягченного» слоя, имеющего состояние, близкое к расплавленному. По-видимому, это и есть слой ретроградного вещества мантии, найденный Чекалюком по теоретическим расчетам. Приведенные данные позволяют предполагать, что из зоны «размягченного слоя» мантии выделялись летучие, в том числе и вода, которые при благоприятных условиях поднимались в земную кору.

4. На некоторых ртутных месторождениях Алтая и Донецкого бассейна (Скаржинский, 1970) многочисленными измерениями установлено отношение изотопов  $S^{32} : S^{34}$ , близкое к метеоритному стандарту (22,0—22,30). При этом в Донбассе ГСЗ выявлена осадочная толща мощностью 22—25 км без участия в ней сколько-нибудь значительных магматических масс. Ртутное оруденение образовалось в субплатформенных условиях и не связано с магматизмом. В. И. Скаржинский (1970) считает реальным допустить подъем флюидов из мантии как продуктов ее дегазации.

Анализ данных о распределении ртути в метеоритах, изверженных осадочных и осадочно-метаморфических породах указывает на реальность миграции ртути из глубин Земли в виде ртутьсодержащих флюидов (В. Смирнов и др., 1972).

Приведенные данные позволяют рассматривать источники эндогенного рудообразования как непосредственно связанные с глубинными процессами Земли.

Источники рудного вещества магматогенных месторождений — подкоровые зоны («базальтовый» слой и верхняя мантия Земли); это вещество перемещается в верхние части земной коры базальтоидными магмами. Месторождения, образовавшиеся таким путем, характерны для разломных структур первых этапов геосинклинального развития подвижных зон.

Источниками рудообразующих минералов гидрогенных и в значительной степени метаморфогенных месторождений являются глубинные минерализованные газо-водные флюиды, поднимающиеся из верхних частей мантии как продукт продолжающейся дифференциации вещества Земли. Конкретное определение механизма образования и причин миграции флюидов пока вызывает большие затруднения. Можно лишь указать, что в область подвижных зон они поступают в средние и конечные стадии геосинклинального развития.

Необходимо заметить, что современные представления о составе нижних частей земной коры и мантии не дают оснований предполагать существование в этих зонах водных минералов, что часто заставляет геологов усомниться в возможности поднятия растворов — флюидов из мантии. Однако существующие представления нельзя принимать за окончательные. Поэтому можно предполагать, что высокие и сверхвысокие давления, господствующие в мантии, могли привести к потере химических связей и образованию новых видов материи (типа плазмы) с иными, чем на поверхности Земли, формами движения и условиями фракционирования и т. д. Это позволяет предположить самостоятельное существование воды в мантии в неизвестной пока для нас форме.

Благодаря успехам физики высоких давлений стали известны полиморфные превращения материалов при высоких давлениях, которые приводят к образованию наиболее плотной упаковки (гексагональной или кубической), потере анизотропии и превращению анизотропных кристаллических тел в изотропные, возникновению новых химических элементов и появлению металлических решеток. При сверхвысоких давлениях возникает возможность получения «раздавленного атома», потерявшего свою химическую индивидуальность. Экстраполируя эти превращения, физики нашли, что при сверхвысоких давлениях (около 1 млн. атм) возможны полная потеря особенностей элементов и получение плазмы. Таким образом, при высоких давлениях изменяется химия и физика вещества, а при сверхвысоких — вещество теряет химические особенности, ибо в таких условиях не могут существовать химические элементы (Верещагин, 1960).

Используя эти данные для объяснения строения оболочек Земли, можно сказать, что вещество, слагающее мантию и ядро,

вероятно, находится в таком состоянии, которое не похоже на состояние известных нам тел, залегающих на поверхности Земли. Очевидно, уже в мантиях Земли можно встретить вещества с металлическими связями и безэлементные плазмы, которые должны иметь иные взаимоотношения между собой и вызывать такие формы движения, о которых мы еще не имеем представления. Поэтому очень трудно раскрыть причины и механизм глубинных геологических процессов. Движения, происходящие внутри Земли, остаются непонятными, ибо мы достоверно еще не знаем, что двигается и какие при этом происходят изменения в веществе, как влияет нагревание или охлаждение, гидростатическое или одностороннее давление.

Такие представления о строении и состоянии мантийного вещества Земли позволяют допустить при изменении термодинамических условий выделение газо-водных флюидов из области мантии.

#### **ПОРОДЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАК ИСТОЧНИКИ МИНЕРАЛЬНЫХ ВЕЩЕСТВ**

Рудные месторождения с коровыми источниками располагаются среди подвижных зон миогеосинклиналиного происхождения, приуроченных обычно к участкам с мощной сиалической корой. Они характерны для кристаллических щитов и развиты среди метаморфических осадочно-вулканогенных пород, гранитизированных в разной степени.

Верхняя часть земной коры с мощностью до 30—40 км состоит из пород различных фаций метаморфизма и гранитоидов, перекрытых осадочным чехлом. Первичными эквивалентами метаморфических и гранитоидных пород были осадочные и вулканогенные образования. Последние содержат большие массы различных металлов. Подсчеты показывают, что в одном кубическом километре породы имеется свыше десяти миллионов тонн рассеянных металлов, а одного из металлов, содержащегося в породе в количестве 0,01%, — около миллиона тонн. По данным Н. М. Страхова (1960—1962), среди осадочных пород довольно широко распространены микрорудные фации — породы, содержащие значительные, в несколько раз превышающие фоновые, скопления металлов (медистые песчаники, убогие руды свинца, цинка, урана, золота и многих других металлов). Микрорудные фации образовались вследствие эмбриональных условий рудоотложения; они несравненно чаще встречаются, чем макрорудные и концентрируют в себе большую часть рудных компонентов осадочных пород. Учитывая большие объемы осадочных и вулканогенных пород, а также значительное содержание в них микрорудных фаций, не трудно убедиться, что рассеянные металлы в породах являются неисчерпаемыми источниками для образования рудных месторождений.

В настоящее время достаточно уверенно можно выделить три

способа извлечения, переноса и концентрации минеральных веществ из осадочно-метаморфических пород: а) образование палингенных гранитоидных магм при ультраметаморфизме; б) региональный динамотермальный метаморфизм; в) фильтрация химически активных гидротермальных растворов различного происхождения (ювенильных, магматогенных, метаморфогенных, вадозных и смешанного состава).

Образование палингенных магм в условиях ультраметаморфизма. Согласно современному учению петрологов (Соболев, 1970; Коржинский, 1967; Судовиков, 1964; Ферхуген, 1962 и др.), гранитоидные породы образовались вследствие магматического замещения или флюидного метасоматоза осадочных и вулканогенных пород в зоне гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма на стадии образования глубинной складчатости в геосинклинальных зонах. Процесс превращения сланца, парагнейса, карбонатной или вулканогенной породы в гранитоидную, стремящуюся к эвтектическому составу, естественно сопровождался выносом больших количеств элементов за пределы зон ультраметаморфизма.

Как показали многочисленные анализы и подсчеты, при гранитизации пород происходит вынос многих рудогенных элементов и в первую очередь железа, магния, кальция, свинца, и урана, идущих на образование плутонических гидротермальных растворов, участвующих в рудообразовании. Обращает на себя внимание повышение содержания урана, цинка, хрома, ванадия, никеля в малых интрузиях, являющихся продуктами кристаллизации палингенной магмы.

Основным источником главной массы рудообразующих элементов плутоно-гидротермальных месторождений являются осадочные и вулканогенные породы, подвергшиеся гранитизации.

Региональный динамотермальный метаморфизм пород вызвал подвижность рудных и нерудных компонентов исходных пород.

Вследствие селективного растворения, частичной и полной перекристаллизации пород происходит перемещение рудогенных элементов из зон высоких фаций метаморфизма в зоны низких фаций метаморфизма. При перекристаллизации породы рудные компоненты не вошли в кристаллические решетки новообразованных минералов метаморфических пород и выносились метаморфическими — гидротермальными растворами.

Выделение из пород гидроксильной воды при высоких температурах (до 500—800° С) сопровождалось разрушением кристаллических решеток минералов-гидратов, растворением и выносом рудных и нерудных элементов разрушенных минералов. Перемещение рудогенных элементов при метаморфизме во многих случаях достигает более половины первоначального содержания их в породе. По фактическим материалам, на Украинском щите для такой группы металлов, как хром, ванадий, марганец, железо,

медь, свинец и цинк, содержание их в породах зеленосланцевой фации около 0,16%, тогда как в гранулитовой оно снижается до 0,09% в тех же исходных породах, т. е. почти на 50% от первоначального количества. Общая закономерность выноса металлов с усилением метаморфизма усложняется тем, что некоторые металлы проявляют тенденцию к накоплению в породах различных фаций метаморфизма. Так, литофильные элементы склонны к образованию легкорастворимых комплексных соединений и накапливаются в заметных количествах в благоприятных условиях среди пород средних и низких фаций метаморфизма. В этих же условиях накапливаются и халькофильные элементы, вероятно благодаря высокой активности серы и образованию сульфидов, хотя в некоторых районах известны образования медно-никелевых руд среди пород амфиболитовой и даже гранулитовой фаций. Сидерофильные элементы наблюдаются среди пород высокой фации метаморфизма, однако некоторые из них весьма активно образуют кислородные соединения, силикаты и сульфиды в зонах относительно низких фаций метаморфизма.

Региональный динамотермальный метаморфизм явился очень активным процессом извлечения, переноса и концентрации многих рудогенных элементов из осадочных, вулканогенных и метаморфических пород, слагающих значительную часть земной коры. Именно при этих процессах образовались на кристаллических щитах мира многие крупнейшие месторождения железа, меди, никеля, урана, золота и других металлов.

Фильтрация химически активных гидротермальных растворов различного происхождения. Геологические наблюдения и экспериментальные данные свидетельствуют об интенсивной мобилизации (растворении) металлов химически активными термальными растворами при их фильтрации через различные породы. Многие геологи месторождения, образовавшиеся при этом, относят к типу телетермальных, возникших на значительном удалении от источника рудообразования, под которым часто понимается магматический очаг. На земном шаре известны многочисленные источники термальных минерализованных вод, имеющие вадозное происхождение, о чем можно судить по отношению изотопов  $O^{16} : O^{18}$ . Такие источники составляют около 90—95% всех термальных вод, выходящих на поверхность Земли. Термальные источники Главного Шпруделя Карловых Вар, кратера Эбеко, гейзера Великан на Камчатке очень близки по изотопному составу кислорода к водам сибирских рек — Амура и Енисея и оз. Байкал. Высокая минерализация вод свидетельствует о выщелачивании рудных и нерудных элементов из горных пород, через которые проходили вадозные воды. По данным шотландского ученого Ч. Девидсона (Смирнов, 1968), захороненные подземные воды, подвергавшиеся подогреву или тектоническим дислокациям, приобретают агрессивный ха-

рактер и могут мобилизовывать (экстрагировать), переносить и отлагать рудогенные элементы на путях глубинной циркуляции.

При экспериментальных работах, выполненных в Институте геохимии и физики минералов (лаборатория В. Ю. Фоменко и В. Н. Кучера), получены данные о мобилизации рассеянных металлов из пород термальными растворами различного состава. Выполнено 22 серии опытов в автоклавах при температуре  $300^{\circ}\text{C}$ , давлении  $300\text{ кг/см}^2$  в кислой и щелочной средах при длительности опытов 200 ч. Этими растворами обрабатывались осадочные породы Донбасса и метаморфические породы Украинского щита.

Наибольшая подвижность, превышающая 50% исходного количества, была получена в кислой среде для кальция, магния, натрия, железа и марганца из осадочных пород Донбасса, несколько меньше для кобальта, свинца, меди, титана, хрома, цинка. Малоподвижными и неподвижными оказались алюминий, титан, хром и некоторые другие элементы.

Из пород высоких фаций метаморфизма суммарный вынос элементов при тех же условиях опыта не превысил 15—20% первоначального содержания в породах.

#### **ПРОИСХОЖДЕНИЕ РУДОБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ**

Вследствие того, что подавляющее большинство известных эндогенных рудных месторождений образовалось с помощью минерализованных водных растворов (исключение составляет лишь относительно небольшая группа собственно магматических месторождений, являющихся продуктами магматической кристаллизации), мы сочли целесообразным рассмотреть отдельно проблему происхождения рудообразующих растворов. Это важно еще и потому, что растворенные вещества и раствор во многих случаях имеют различный генезис.

В процессе рудообразования растворы выполняли ряд важных функций. Они переносили к месту рудоотложения рудогенные компоненты, нередко в объеме многих миллионов (иногда и миллиардов) тонн и выносили безрудные компоненты примерно в таких же количествах. Водные растворы повышали давление в порах и пустотах пород, чем определяли растворимость, подвижность либо инертность элементов или их комплексов, находящихся в растворе и породе. В водных условиях происходили метаморфические преобразования пород, сопровождающиеся перекристаллизацией и рудообразованием. Растворы являлись переносчиками тепла, которое имело решающее значение на всех стадиях эндогенного рудообразования. С помощью растворов осуществлялись обменные реакции, приводящие к рудообразованию.

Поэтому одна из главных генетических проблем эндогенного рудообразования — происхождение рудообразующих растворов. Поскольку по этому вопросу существуют различные точки зрения, нередко противоположные по смыслу, мы сочли необходимым

рассмотреть его на основе обобщения геологических материалов, полученных при изучении многих рудных месторождений, а также новых данных экспериментального моделирования различных сторон процесса рудообразования.

Идеи о гидротермальном рудообразовании возникли еще в XVI—XVIII ст.; они связаны с именами Агриколы, Декарта, Ломоносова, Лемана и других исследователей того времени. В XIX ст. эти идеи развивались в России Д. И. Соколовым, Г. Е. Шуровским, а на западе — Фурне, Эли де Бомоном, Котта и др. Эти ученые считали, что выходящие из внутренних частей изверженных масс эманации доставляли летучие соединения металлов в близповерхностную зону, где они конденсировались в изверженных породах или выходили за их пределы. Очень интенсивно гидротермальная теория развивалась немецкими геологами на основе химических данных о связи рудных месторождений с изверженными породами.

Более или менее стройные представления о гидротермальных процессах рудообразования оформились в самом конце XIX ст. Они принадлежат французским геологам школы де Лоне, которые впервые ввели понятие «гидротермальные процессы» и разработали некоторые стороны гидротермального рудообразования на магматической основе.

В XX ст. теория гидротермального рудообразования разрабатывалась В. О. Эммонсом (1937), В. Линдгреном (1934), Л. Грейтоном (1946), С. С. Смирновым (1955), Ю. А. Билибиным (1958), А. Г. Бетехтиным (1953), Ф. И. Вольфсоном (1962), В. И. Смирновым (1968), Л. Н. Овчинниковым (1968) и многими другими учеными разных стран.

Сущность теории в настоящее время состоит в том, что гидротермальные растворы, как и растворимые в них металлы, отделялись от магматического расплава, преимущественно кислого состава, при его кристаллизации и образовании магматических пород. Эти растворы несли большие массы металлов и неметаллических компонентов, которые по мере остывания растворов кристаллизовались и приводили к образованию рудных месторождений в магматических или вмещающих осадочных и метаморфических породах.

По мнению авторов теории, подавляющее большинство всех руд образовалось из магматогенных гидротермальных растворов, и вся теория образования эндогенных месторождений сводилась к изучению, впервые намеченных С. С. Смирновым (1947), времени и способа отделения растворов от магмы, путей и причин движения их, к изучению физико-химических свойств, форм и условий переноса вещества и отложения его из растворов.

Более того, само понятие «эндогенные месторождения» в СССР все больше и больше отождествляется с понятием «гидротермальные месторождения». Согласно этим представлениям, в кровле магматических plutонов должны размещаться рудные

месторождения различных металлов, образуя первичную зональность вследствие отложения различных парагенезисов в порядке, обратном их растворимости, вызванной понижением температуры гидротермальных растворов.

Однако разведочные и эксплуатационные работы на многочисленных месторождениях не подтвердили такого закономерно-го размещения месторождений вокруг гранитных плутонов, а тем более батолитов, существование которых в настоящее время вообще вызывает большое сомнение. Основываясь на этих данных, С. С. Смирнов, Ю. А. Билибин и другие ученые в тридцатых годах текущего столетия выступили с критикой представлений американских геологов о причинах первичной зональности рудных месторождений, которую последние объясняли охлаждением гидротермальных растворов. Взамен они предложили пульсационную теорию, получившую затем широкое распространение. Эта теория пыталась объяснить разнообразие рудных месторождений и первичную зональность их размещения поочередным (пульсирующим) выделением различных по составу рудных растворов из магмы в породе кровли при становлении магматического очага. При этом сохранилось прежнее ортодоксальное представление о батолитовом рудообразовании и магматических гидротермах.

В течение последней четверти века основные теоретические воззрения на образование эндогенных месторождений оставались неизменными. Большинство работ в этой области направлялось на получение и уточнение физико-химических констант образования месторождений или на анализ природных парагенезисов с целью освещения одной из сторон послемагматического процесса.

Теоретические представления о процессе эндогенного рудообразования, созданные С. С. Смирновым, Ю. А. Билибиным и другими учеными более четверти века тому назад, исходили только из магматогенного процесса, точнее из гидротермально-послемагматического. Поэтому и все проблемы ставились для решения вопросов теории рудообразования исключительно с позиции становления магматического очага и отделения от него рудоносных растворов в виде пульсирующих порций различного состава. Этим объяснялось образование первичной зональности месторождений, которую чешские геологи называли моноасцендентной или полиасцендентной в зависимости от одной или нескольких порций растворов, последовательно выделяющихся при кристаллизации магмы и участвующих в рудообразовании. С таких же позиций решались и все другие вопросы теории рудообразования и закономерностей размещения месторождений, которые определяли направления поисков и разведки практической геологии.

Исключением явились работы Д. С. Коржинского о трансмагматических растворах и роли опережающей волны кислотного компонента при послемагматическом рудообразовании, и особен-

но В. С. Домарева (1954, 1956), Н. Г. Судовикова (1960, 1965), Я. Н. Белевцева (1955, 1959, 1968, 1969), в которых обосновывается метаморфогенное образование многих эндогенных рудных месторождений; работы В. Н. Котляра (1968, 1964), в которых показана возможность образования месторождений в субвулканических условиях — в древних вулканах, и некоторые другие. В подтверждение этих работ за последние годы в СССР и за рубежом открыты и изучены многочисленные месторождения, среди которых выделяется большое разнообразие генетических типов эндогенных месторождений. В частности, для древних щитов установлено важнейшее значение метаморфогенного рудообразования крупнейших в мире месторождений железа, меди, марганца, урана, никеля, кобальта и других металлов (Судовиков, 1965; Белевцев, 1968; Домарев, 1967 и др.). Многие месторождения, встречающиеся в послепротерозойских подвижных зонах, образовались в результате вулканогенных процессов или подземной циркуляции вадозных вод. В настоящее время, как показали А. А. Сауков (1960) и Я. Н. Белевцев (1970), не вызывает сомнения различное происхождение гидротермальных растворов и большая роль вмещающих пород как источников воды и металлов, мобилизованных при метаморфизме и ультраметаморфизме вадозных вод и подкорковых флюидов.

В связи с этим неубедительно выглядят доводы, сделанные Ф. И. Вольфсоном в монографии «Проблемы изучения гидротермальных месторождений» (1962), об эндогенном — послемагматическом образовании многих месторождений, в том числе явно осадочного и осадочно-метаморфического происхождения. В своей работе Вольфсон выдвинул шесть признаков, по которым можно отличить гидротермальные месторождения от осадочных, инфильтрационных и метаморфогенно-осадочных: наличие околорудного изменения пород; наличие минеральных образований, возникших при температуре свыше 100—150° С; многостадийное формирование минеральных парагенезисов, вызванное прерывистым поступлением растворов; зональное распределение минеральных ассоциаций вокруг выходов интрузивов; развитие близкого по составу оруденения в любых породах района и, наконец, более молодой возраст оруденения по отношению ко всем интрузивным циклам.

В. С. Домарев (1964), справедливо критикуя эти признаки Вольфсона, указал, что если учесть изменения, которые испытывали металлосодержащие осадки при диагенезе, эпигенезе и метаморфизме, то перечисленные признаки не могут быть решающими при рассмотрении вопроса о генезисе месторождений. Утверждение о том, что свидетельством гидротермального образования может быть наличие зон гидротермального изменения пород и развитие близкого по составу оруденения в любых породах — несостоятельно, ибо локальные метаморфические изменения пород и образование месторождений при действии метамор-

фических растворов будут совершенно такими же, как и в случае послемагматических гидротерм. В качестве довода против осадочного происхождения оруденения приводится тот факт, что источник металла неизвестен. Однако наличие осадочной толщи само по себе свидетельствует о том, что существовал источник, давший материал для ее образования. Необходимо отметить, что многие авторы относят любое эндогенное месторождение к гидротермальному генезису, несмотря на неизвестность источника его образования.

Совершенно недоказательны и неубедительны критерии связи месторождений с магматическими интрузиями привел В. С. Коптиев-Дворников (1964).

В ряде статей, опубликованных в последние годы, В. Н. Котляр (1964, 1968, 1970) резко выступил против того, чтобы все эндогенные месторождения относить к гидротермально-послемагматическому типу. Он показал, что огромное количество месторождений медноколчеданной, медно-цеолитовой, золото-серебряной и других формаций в пространстве и во времени связаны с субвулканическими образованиями, а не с плутоническими интрузиями. Котляр пришел к выводу о том, что в настоящее время уверенно можно говорить о генетической связи с магматизмом лишь магматических месторождений. Что касается пегматитовых, грейзенных, карбонатитовых и гидротермальных (средне- и низкотемпературных) месторождений, можно говорить лишь о пространственной или парагенетической связи их с магматическими образованиями. Большинство месторождений медноколчеданной формации, золото-серебряной и других закономерно связано с субвулканическими образованиями. Котляр (1968, 1970), Д. П. Сердюченко и др. (1967) показали, что последние месторождения закономерно связаны с продуктами эксгаляций и гидротермальными растворами вулканогенного и смешанного (с вадозными водами) происхождения.

Многие стратифицированные месторождения полиметаллов, меди, циркона, урана и других металлов образовались при метаморфизме осадочно-вулканогенных рудных скоплений или относятся к телетермальным, сформировавшимся под действием низкотемпературных слабо концентрированных растворов, поступающих вдоль краевых разломов (Федорчук, 1968; Константинов и Куликова, 1960).

На Международном совещании по генезису рудных месторождений в Японии в 1971 г. К. Данема (Англия) в обобщающем докладе о стратиформных месторождениях выделил следующие основные процессы образования этих месторождений:

- 1) осаждение сульфидов из металлоносных вод вулканогенного, гидротермального или вадозного происхождения; в сульфидях установлена сера биогенного и вулканогенного происхождения;

2) обогащение осадочных пород металлами из рассолов, мигрирующих через породы;

3) перетолжение металлов из водопроницаемых пород мигрирующими рассолами в участках смешения рассолов и вадозных сульфатных вод;

4) обогащение породы бедной минерализацией при метаморфизме благодаря перемещению металлов в участках с пониженным давлением.

Многие месторождения урана и других металлов образовались вследствие изменения геохимических условий на границе зон окисления и восстановления при циркуляции горячих или подогретых вод глубинной гидросферы.

По данным С. Г. Булатова, В. Н. Щеточкина (1970) и многих других, выделяется новый тип урановых месторождений, образовавшихся в результате резкой смены кислотно-восстановительных условий в породах при фильтрации урансодержащих подземных вод. Уран приносится пластовыми кислотными водами и отлагается на восстановительном барьере. Изменение углекисло-битумного состава пород проявилось в окремнении, карбонатизации, пиритизации и битумизации, с которыми связано накопление урана в породах.

В. С. Домарев (1964, 1967) убедительно доказал, что диагенетические, эпигенетические и метаморфические рудные месторождения имеют такие особенности, которые сторонники гидротермальной гипотезы считают доказательствами со своих позиций. Он справедливо отмечает, что нельзя считать зоны изменения боковых пород доказательством гидротермального (магматогенного) генезиса месторождения, так как при образовании метаморфических и послемагматических месторождений локальные изменения пород будут совершенно аналогичными.

На Международном симпозиуме по проблемам эндогенного рудообразования Р. Боил, П. Зуффарди, К. Данема и Д. Ридж (Англия) отстаивали гипотезу инфильтрационного происхождения многих эндогенных месторождений, считая, что рудообразующие элементы заимствованы из вмещающих пород при глубинной циркуляции по ним захороненных вод. Ч. Девидсон (Шотландия) показал роль сильно минерализованных захороненных вод в эндогенном рудообразовании. В. И. Смирнов (1968) на этом же симпозиуме высказал предположение о разнообразных источниках металлов в эндогенном рудообразовании, в частности: ювенильных, связанных с подкоровой базальтовой магмой; ассимиляционных, связанных с палингенной гранитной магмой, и фильтрационных, заимствованных из боковых пород при прохождении растворов. Л. Н. Овчинников (1968) привел убедительные доказательства неизменяемости состава плутоногенных — гидротермальных растворов, исключающие пульсационную роль магматического очага. Он пишет: «Однако попытка сохранить ее (пульсационную теорию.— Я. Б.) и сейчас с помо-

щью различных искусственных схем, даже в примирении с гипотезой Д. С. Коржинского, достойна только сожаления» (Генезис эндогенных месторождений. «Недра», М., 1968, стр. 487).

Следовательно, в настоящее время нельзя всякое гидротермальное эндогенное месторождение считать магматогенным, а природу образования гидротермальных рудных растворов рассматривать только с позиций магматического происхождения, как это делали С. С. Смирнов, Ю. А. Билибин и многие другие.

Несмотря на все это, в вышедшей в 1968 г. из печати монографии «Генезис эндогенных рудных месторождений» к группе гидротермальных месторождений отнесены карбонатитовые (А. И. Гинзбург и Е. М. Энштейн), скарновые (В. А. Жариков), альбититовые (А. А. Беус), грейзены (Г. Н. Щерба), вулканогенные (В. Н. Котляр), плутоногенные (Л. Н. Овчинников), телетермальные (В. П. Федорчук) и значительная часть метаморфогенных месторождений (Я. Н. Белевцев). Среди них только для метаморфогенных и вулканогенных месторождений происхождение гидротермальных растворов не связывается с магматическими плутонами. Такое направление современной теории рудообразования не отвечает полученным к настоящему времени геологическим материалам и экспериментальным данным.

Рассмотрим некоторые геологические и физико-химические данные о происхождении рудообразующих растворов. Материалы полевых наблюдений, лабораторных исследований и экспериментального моделирования дают основание предполагать полигенное образование различных рудных растворов, принимавших участие в формировании разнообразных месторождений. Рудные растворы могут образовываться в различных условиях: подниматься из подкоровых глубин, возникать при метаморфизме пород (метаморфогенные), при подземной циркуляции вадозных вод (вадозные), высвобождаются при кристаллизации расплавов (послемагматические) или формироваться при смешении вод различного происхождения.

Плутономагматические растворы. Образование гранитоидных магм в земной коре происходит в процессе магматического и флюидного замещения осадочных и вулканогенных пород (Коржинский, 1967) или вследствие палингенного выплавления (Судовиков, 1964; Тернер и Ферхуген, 1961 и др.). Кристаллизация магмы приводит к выделению послемагматических (плутономагматических) гидротермальных растворов. Последние по составу, локальности распространения и воздействию на породы должны существенно отличаться от растворов трансмагматических или, как мы их именуем, собственно ювенильных, прежде всего участием в них вод гранитизируемых осадочных и вулканогенных пород.

Н. И. Хитаров (1967) провел экспериментальные работы по выяснению зависимости растворимости воды в силикатном расплаве от давления и температуры. Как показывают полученные

данные, содержание воды в расплаве при давлении 9 кбар и температуре 1200° С достигает 14% и в большей степени зависит от давления, а в меньшей от температуры. Это, по-видимому, будет справедливо только для индивидуализированного реоморфического очага, но не для области гранитизации. В начальные периоды развития магматического очага, когда существовали высокие давления, расплав поглощал воду из боковых пород и удерживал ее в больших количествах до конца кристаллизации. Однако, учитывая нестабильное — мигрирующее состояние области расплавления, количество воды в расплаве при гранитизации будет меняться в значительных пределах.

При понижении температуры и давления (что отвечает периоду кристаллизации) должны высвободиться значительные массы воды, насыщенные летучими компонентами и рудогенными элементами, которые не вошли в минералы магматической кристаллизации или замещения.

Как показали У. Файф, Ф. Тернер и Дж. Ферхуген (1962), плавление пород при региональном метаморфизме сопровождается сохранением флюидного давления. Это свидетельствует о том, что вода растворяется в расплаве и удерживается в нем до конца кристаллизации. С окончанием кристаллизации расплава все остаточные воды, создавшие флюидное давление, в связи с падением последнего должны отделиться от твердой фазы и начать самостоятельно перемещаться как послемагматические растворы.

Основной причиной образования расплавов и магматического замещения являются трансмагматические термальные флюиды (Коржинский, 1967), поэтому послемагматические растворы будут иметь сложный состав и сложное происхождение. С одной стороны, это будут остаточные трансмагматические растворы, измененные вследствие потери части компонентов при кристаллизации, с другой — это смешанные растворы, образовавшиеся в результате добавления растворов, заимствованных из пород при их ассимиляции. Так как образование мигматитов и гранитов происходит в результате частичного или полного расплавления исходного материала, то послемагматические растворы унаследуют геохимические особенности пород и внутривещных растворов и будут иметь ассимиляционный характер. Тогда послемагматические растворы будут обогащены элементами вмещающих пород, за счет которых образовались расплавы полигенного происхождения.

В послемагматических растворах в начальные периоды преобладают кислотные компоненты, которые закономерно сменяются основными, что нередко выражается в зональном образовании послемагматических минеральных парагенезисов. Примеров зонального размещения месторождений вокруг «материнского» магматического очага в литературе по рудным месторождениям приводится много. Правда, большинство из них выглядит неубе-

дительно, так как опирается больше на территориальные особенности размещения месторождений или на другие весьма общие признаки, не раскрывающие генетической связи месторождений с магматическими процессами. Иногда генетическую связь месторождений с гранитоидными породами подтверждают геохимическим родством их. Мы же такое родство объясняем тем, что и граниты и месторождения образовались при гранитизации одних и тех же осадочных или вулканогенных пород.

Как видно из сказанного, эта связь более сложная и зависит прежде всего от состава и геохимических особенностей исходных (ассимилируемых) пород, состава ювенильных растворов, немагматического обогащения растворов рудогенными компонентами и других факторов.

С термодинамических позиций послемагматические растворы являются высокотермальными со значительным давлением газобразных составляющих, вследствие чего они обладают высокой проницаемостью и способностью экстрагировать различные химические компоненты, в том числе и металлы из пород, через которые они фильтровались. Послемагматические месторождения по существу послегранитизационные или ультраметаморфические. Состав и размещение их зависит от пород, среди которых формировались магматические образования.

**Метаморфические растворы.** При прогрессивном динамотермальном метаморфизме происходит дегидратация пород. Развитие метаморфизма от низких фаций к высоким состоит в относительном уменьшении количества минералов, содержащих воду. Из пород при метаморфизме выделяются: а) вода не связанная, находящаяся в поровых пространствах метаморфизируемых пород; б) вода связанная (гидроксильная) в минералах, гидратах (гидрогетит, глинистые минералы, гетит, хлориты и др.).

В поровых пространствах осадочных пород по формам связи вода подразделяется на *капиллярную* (свободную), удерживающуюся в порах благодаря натяжению менисков и не связанную с уровнем грунтовых вод, и *гигроскопическую* (адсорбированную) — физически связанную пленочную воду, удерживающуюся на частицах породы с огромной силой. Воды поровых пространств, по данным Н. М. Страхова (1962), А. И. Германова (1953), Л. В. Пустовалова (1940) и многих других, содержатся в осадочных породах в больших количествах, достигающих 360 л в 1 м<sup>3</sup> породы. Эти воды выделяются из породы при низких фациях метаморфизма, при подогреве породы едва ли достигающем 105—110° С.

В минералах-гидратах вода связанная разделяется на две группы: *вода конституционная*, или *гидроксильная*, участвует в молекулярном строении, Н и ОН могут быть выделены при полном разрушении решетки минералов; *вода кристаллизационная* — Н и О входят в решетку в виде молекулы Н<sub>2</sub>О.

Осадочные породы содержат главным образом несвязанную воду — до 15—20% своего объема. Многие аутигенные минералы содержат большое количество связанной воды, например нонтронит, бейделлит и монтмориллонит содержат более 13% такой воды; каолинит — 13,96%; гиббенит — более 34%; вермикулит — 19,96%.

Поровая вода выделяется из пород при начальном метаморфизме и идет на образование метаморфических гидротермальных растворов. Вода гидроксильная выделяется при температуре выше 300° С, а в некоторых случаях при очень высокой температуре, отвечающей самым высоким фациям метаморфизма. Диаспор теряет воду при 550° С, каолинит — при 400—525, брусит — при 400—500, хлориты теряют воду при разных температурах до 600—800 (Тернер, Ферхуген, 1961), монтмориллонит — при температурах от 500 до 800, а гидрослюды — от 300 до 600° С.

Гидроксильная вода существенно отличается от поровой высокой способностью к растворению. Объясняется это, во-первых, интенсивным перепадом физических свойств гидроксильной воды до выделения из кристаллической решетки минералов и после него, а во-вторых — высокой температурой процесса, так как гидроксильная вода выделяется в области близкритической или надкритической для воды. Поэтому гидроксильная вода на пути своего движения интенсивно растворяет различные элементы до тех пор, пока не достигает равновесия с окружающей средой (Блох, 1969).

Породы фации зеленых сланцев содержат около 3—5% воды, амфиболитовой —  $0,7 \div 1,0$ , гранулитовой — 0,35%. А. А. Сауков (1960), исходя из потери примерно 4% воды породами при метаморфизме, подсчитал, что из 1 км<sup>3</sup> осадков высвободится около 100 млн. т воды, не считая больших масс ее, высвобождающихся в процессе диагенеза и литификации.

Одним из реальных источников воды являются осадочные породы, содержащие органическое вещество и претерпевшие метаморфизм. По мере усиления метаморфизма происходит нарастание степени карбонатизации и уничтожение реакционно способных функциональных углеводородных групп. При этом высвобождаются водород, азот, сера и кислород, образующие новые соединения — воду, сероводород, аммиак и углекислый газ. Подсчеты В. А. Нарсеева, А. А. Куденко и Е. А. Барикова показали, что при окислении одной тонны органического углерода может образоваться от 1,5 до 4 т воды.

Таким образом, источником метаморфогенных растворов были осадочные и вулканогенные породы, подвергшиеся метаморфизму. Они выделялись на всех стадиях прогрессивного метаморфизма за счет высвобождения свободной и связанной воды в различных минералах.

Вадозные воды. Источником рудных растворов при эндогенном рудообразовании были вадозные воды — инфильтра-

ционные или реликтовые воды подземной гидросферы. О вадозном происхождении термальных вод свидетельствуют многочисленные выходы на поверхность Земли гидротермальных вод и паров, имеющих изотопный состав кислорода, отвечающий атмосферным водам. Многочисленные выходы горячих вод приурочены к полям и поясам тепловых аномалий земного шара. К таким зонам относятся Грейт Рифт-Валли (в Африке), проходящая через Эфиопию, Кению, Уганду, Танзанию и др.; прибрежная горная цепь Северной и Южной Америки, захватывающая Йеллоустонский парк в Байсминге, знаменитый своими гейзерами; Камчатская зона, проходящая через Курильские о-ва, Японию, Филиппинские о-ва, Индонезию до Новой Зеландии; зона Исландии и Азорских о-вов в Атлантике; Гавайи и Фиджи в Тихом океане, а также отдельные участки, такие как Рудные горы (Чехословакия), Лардерелло в Италии и др.

Проведенные многочисленные исследования гидротермальных вод и паров воды, поднимающихся из глубин Земли, показали, что 90—95% из них имеют характерное для вадозных вод отношение  $O^{16} : O^{18}$ .

Интересные данные об изотопном составе кислорода для некоторых разновидностей природных вод (рис. 3) приводит А. Е. Бабинец (1967). Воды термальных источников — Главного Шпруделя Карловых Вар, кратера Эбеко, гейзера Великан на Камчатке и других — очень близки по изотопному составу кислорода к водам сибирских рек (Амура, Енисея) и оз. Байкал. Это свидетельствует о том, что формирование термальных источников происходило за счет нисходящего проникновения поверхностных вод. Инфильтрационные воды глубинной циркуляции образовались в областях благоприятного рельефа, проникали на значительные глубины, где нагревались под влиянием геотермического градиента или вследствие выделения тепла при химических реакциях. По пути движения воды участвовали в различных химических реакциях и обогащались рудогенными элементами и их комплексами. В последующем такие воды могли подниматься на поверхность Земли с глубин 1,5—2,0 км в виде термальных сильно минерализованных растворов.

Кроме того, воды вадозного происхождения могут образовываться в области подземной гидросферы минерализованные захороненные воды усыхающих бассейнов — *эвапоритов*. По мнению шотландского ученого Ч. Девидсона (В. Смирнов, Демидова, 1968), захороненные подземные воды сильно минерализованы и находятся в равновесии с окружающей средой. Подвергаясь подогреву или попадая в зоны тектонических дислокаций, захороненные воды приобретают агрессивный характер и могут растворять, переносить и отлагать рудогенные элементы на путях глубинной циркуляции. В качестве подтверждения этого автор приводит следующее: а) наличие рассолов в Калифорнии, у Красного моря и на п-ве Челекен, которые отлагают в обсадных тру-

бах скважин металлы в виде сульфидов; б) сходный состав газо-жидких включений в минералах с эвапоритами; в) сходный состав изотопов серы эвапоритов и рудообразующих сульфидов; г) древний возраст свинца в руде, отвечающий возрасту древних толщ пород, по которым циркулировали эвапориты (захороненные растворы).

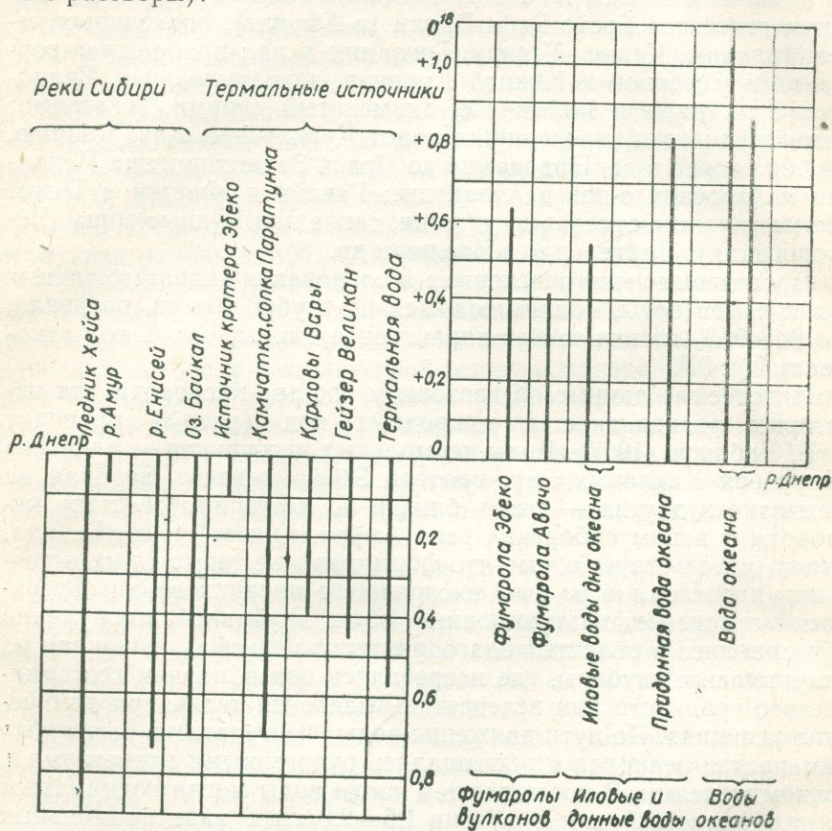


Рис. 3. Содержание изотопа кислорода  $^{18}\text{O}$  в разных генетических типах природных вод (по данным А. Е. Бабинца).

Термальные месторождения, характеризующиеся низкими температурами образования, устойчивой однотипной минерализацией, большими размерами преимущественно пластовых залежей, вероятнее всего образовались при циркуляции подземных вод вадозного происхождения. Сейчас появляется все больше и больше данных, свидетельствующих о низкотемпературном образовании месторождений жильного типа, где роль гидротермальных растворов выполняли, по-видимому, напорные пластовые воды, поднимающиеся к поверхности по благоприятным горизонтам пород. Одним из примеров могут быть урановые месторожде-

ния Саксонии, температуры образования которых находятся в пределах 90—120° С, а минеральные парагенезисы и состав растворов в пузырьках минералов отвечают вещественному составу вмещающих пород.

Рудогенные элементы растворов имеют также различное (полигенное) происхождение. В одних случаях рудогенные элементы попадают в растворы при их образовании и могут называться *первичными*, в других — при фильтрации растворов через породы и могут быть названы *вторичными*.

Первичные рудогенные элементы, с позиций физической химии, находились в равновесии с растворами при образовании последних. Они характеризовались высокими теплоемкостями соединений и высокой кинетической энергией. Послемагматические растворы обогащались элементами, не вошедшими в кристаллические решетки минералов даже самых последних стадий кристаллизации, находились в подвижном состоянии и образовывали ионные растворы. При ультраметаморфизме воды ассимилированных (частично переплавленных) первичных пород, вероятно, несли растворенные в них рудогенные элементы или получали их в процессе перекристаллизации и магматического замещения пород. Для послемагматических и послеультраметаморфических растворов характерны такие металлы, как олово, вольфрам, цинк, свинец, уран и другие. Ювенильные растворы, поднимавшиеся из подкоровых глубин, несли растворенные вещества. Как указывает В. И. Смирнов (1968), ювенильные растворы, связанные с подкоровой базальтовой магмой, выносили сидерофильные элементы (железо, марганец, ванадий, титан, хром, медь и цинк), о чем свидетельствует состав месторождений, образованных в ранние стадии геосинклинального цикла развития (скарновые, колчеданные и другие месторождения). Ювенильные растворы, связанные с процессами в мантии Земли, богатые натрием и калием, вероятно, приносили литофильные и халькофильные элементы, способные образовывать легко растворимые комплексные щелочно-карбонатные ионы.

Метаморфические воды при своем образовании также содержат рудогенные элементы, о чем можно судить по многим характерным металлам метаморфогенных месторождений (железо, медь, торий, уран), составляющим геохимическую особенность первичных метаморфизируемых пород. Потоки термальных растворов явились носителями комплекса элементов, заимствованных из пород при кристаллизации, растворении или частичном переплавлении пород в условиях метаморфизма и ультраметаморфизма.

Исходные осадочные и вулканогенные породы, подвергавшиеся метаморфизму, содержали различные металлы, иногда в количествах, во много раз превышающих кларковые значения.

По данным Н. М. Страхова (1960), среди осадочных пород довольно широко распространены микрорудные фации, к кото-

рым он относит породы, содержащие значительные скопления металлов (медистые песчаники, рассеянные руды свинца, цинка, урана, золота и других элементов). Микрорудные фации образовались вследствие эмбриональных форм рудоотложения; они несравненно чаще встречаются, чем макрорудные фации, и концентрируют в себе большие массы рудного компонента. Так, сланцы криворожской серии имеют повышенные фоновые (средние) содержания титана, ванадия, кобальта, меди и серебра, в три-четыре, а в отдельных местах в 10—15 раз превышающие кларковые значения для осадочных пород. В песчано-конгломератовых толщах протерозоя почти повсеместно отмечаются повышенные содержания хрома, меди, золота, свинца, ванадия. В вулканогенных образованиях протерозоя накапливались титан, ванадий, кобальт и медь в количествах, в несколько раз превышающих кларковые значения.

Геологические наблюдения и экспериментальные данные свидетельствуют об интенсивной мобилизации металлов растворами из метаморфизируемых осадочных и вулканогенных пород. Воды поровых пространств, покидающие породы на первых ступенях метаморфизма при относительно низких температурах, экстрагируют значительную часть рудных компонентов, находящихся в легко растворимых соединениях, имеющих низкие теплоемкости.

Выделение из пород гидроксильной воды при высоких температурах сопровождалось разрушением кристаллических решеток минералов-гидратов, что вызывало растворение и вынос, в первую очередь, элементов-примесей с участков дислокации кристаллов.

Если в осадочных породах металлы находились в виде обломков или аутигенных минералов, то в метаморфических породах они в подавляющем большинстве находятся в виде изоморфных примесей в кристаллических решетках темноцветных минералов (в хлорите, биотите, амфиболе, пироксене), а часть их образует самостоятельные минералы — окислы, силикаты и сульфиды. Расчеты показывают, что в одном кубическом километре породы может содержаться свыше десяти миллионов тонн рассеянных металлов, а одного из металлов (например, меди, хрома или никеля), содержащегося в породе в количестве 0,01% — около миллиона тонн. Учитывая большие объемы осадочных и вулканогенных пород, участвующих в метаморфических процессах можно утверждать, что рассеянные металлы в породах являются неисчерпаемыми источниками для образования метаморфических — гидротермальных месторождений.

Многие рудные месторождения, размещенные среди кристаллических сланцев или других метаморфических пород, сформировались за счет экстракции рудных компонентов из вмещающих толщ метаморфическими термальными растворами. Такие месторождения обычно приурочены к определенной толще пород, кото-

рая имеет в своем составе повышенное (изначально) содержание рудных элементов. В качестве примеров могут быть приведены поясовое расположение медно-колчеданных, титано-магнетитовых и урановых месторождений в Сингхбхумском рудном районе Индии, где они приурочены к различным литолого-структурным полосам; апатито-флогопитовые жилы, приуроченные к серии поперечных трещин в пироксено-амфиболовых гнейсах месторождения Слюдянки, медно-колчеданные складчато-жилные залежи среди метаморфизованных эффузивов на Урале, Кольском п-ве и многие другие.

Вторичное обогащение растворов рудогенными элементами происходило после образования растворов в период фильтрации через различные породы — микрорудные фации.

Мобилизация рудогенных компонентов состояла в экстракции металлов из пород вследствие химического растворения различных соединений, содержащих металлы. Физико-химическая сторона этого процесса выражена неравновесным отношением растворов и пород в условиях меняющихся температуры, давления и состава растворов.

Экспериментальные работы, проведенные в ИГФМ АН УССР, показали, что суммарный вынос металлов из метаморфических пород кислыми растворами при температуре 200° С и давлении 300 атм за 100 ч равен 40% первоначального содержания. Экстракция металлов из осадочных пород идет еще более интенсивно и при тех же условиях достигает 70—80%. Обогащение растворов рудогенными элементами при фильтрации через породы зависит от: а) продолжительности прохождения растворов через породы, имеющие более или менее стабильный состав металлов; б) наличия в породах микрорудных фаций с достаточным количеством металлов; в) состава растворов, температуры и давления должны благоприятствовать растворению металлов и образованию устойчивых комплексов ионов.

Вторичное обогащение растворов рудогенными элементами во многом определяет специализацию рудного процесса, отвечающего геохимическим особенностям вмещающих пород.

Следовательно, можно сделать вывод о том, что вода и металлы, составляющие рудообразующие растворы, имеют полигенное происхождение, и это оказывает решающее влияние на образование и размещение эндогенных рудных месторождений.

На основании анализа происхождения источников рудообразующих веществ эндогенных рудных месторождений можно сделать ряд выводов.

1. *Источниками рудообразующих веществ в самом широком понимании являлись породы земной коры и подкоровые зоны.*

2. Способы извлечения и переноса рудообразующих веществ были различными для подкоровых зон (базальтоидные магмы, рудоносные флюиды) и земной коры (динамотермальный мета-

морфизм, ультраметаморфизм и гранитизация, фильтрация через породы химически активных гидротермальных растворов).

3. Разнообразие генетических типов эндогенных месторождений зависит от способов извлечения металлов из источников.

4. Подавляющее большинство эндогенных месторождений является полигенным, т. е. образовавшимся с участием разных источников минеральных веществ и разных способов их извлечения и переноса. К ним относятся месторождения послегранитизационные, вулканогенные и телетермальные (стратифицированные).

5. К моногенным, по источникам и способам извлечения рудных элементов, могут быть отнесены собственно магматические месторождения, где рудные компоненты привнесены из подкоровых зон базальтоидными магмами, метаморфизованные и собственно метаморфические, а также некоторые гидротермальные месторождения, и в частности телетермальные.

---

## НОВАЯ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Образование эндогенных месторождений связано с внутренними силами Земли, которые проявились в земной коре в тектонических движениях, подъеме магмы и газо-водных флюидов в динамотермальном метаморфизме и ультраметаморфизме, сопровождающихся магмообразованием. Внутренние силы Земли, по современным данным, состоят из потоков тепла и материальных масс из области верхней мантии преимущественно по мобильным зонам земной коры. Эндогенные месторождения, в отличие от экзогенных, образовались в условиях относительно высоких температур, изменяющихся от 100—150° С до критических и надкритических, достигающих 700—800° С, при значительных давлениях — от нескольких сотен атмосфер до 3—4 тыс. атм, а в некоторых случаях и выше. Эндогенные месторождения, как видно из геологических и экспериментальных данных, образовались преимущественно на глубинах от 1—2 до 7—8 тыс. м, при наиболее часто встречающемся размахе оруденения от 1 до 1,5 тыс. м, хотя для отдельных месторождений он достигает 3—4 тыс. м.

Геологоразведочные и эксплуатационные работы, широко проводящиеся в последние четверть века, показали разнообразие условий залегания месторождений и форм рудных тел — пласты, рудные столбы, жилы, гнезда и штокерки.

Многосторонние и детальные геологические наблюдения и экспериментальные исследования, а также глубокое изучение рудного вещества показали, что генетический критерий является первостепенным при создании классификации месторождений полезных ископаемых как определяющий условия размещения месторождений в земной коре.

Поэтому в текущем столетии, кроме старых классификаций Г. Агриколы, Б. Котты, А. М. Бетмана, которые учитывали главным образом морфологические признаки и минеральный состав руд, появились классификации, основанные на генетических критериях. К генетическим классификациям относятся популярная классификация В. Линдгрена (1933, 1935), а также классификации В. А. Обручева (1934), П. Ниггли (1941), Г. Шнейдерхена (1955), Е. Е. Захарова (1953), И. И. Бока (1954), С. А. Вахроме-

ева (1961), П. М. Татаринова (1955), В. И. Смирнова (1969), Г. А. Твалчрелидзе (1966) и В. Н. Котляра (1970).

В классификации В. Линдгрена месторождения полезных ископаемых подразделяются на образованные в результате: 1) механических процессов и 2) химических. Месторождения второй группы подразделены на три класса: А — образовавшиеся в поверхностных водах, В — в горных породах и С — из магмы путем ее дифференциации. В класс В выделены месторождения, связанные с магматической деятельностью, а они в свою очередь подразделяются на гидротермальные и эманационные (контактово-метасоматические, пирометасоматические и фумарольные). С. С. Смирнов (1955), критикуя классификацию В. Линдгрена, назвал ее классификацией не генетической, а составленной по температуре образования, так как основным принципом ее является температура образования гидротермальных месторождений (гипо-, мезо- и эпitherмальные), что неправильно как по терминологии, так и по существу.

Классификация месторождений полезных ископаемых В. А. Обручева (1934) является генетической. В ней выделены: А — глубинные (эндогенные); Б — поверхностные (экзогенные); В — измененные (метаморфогенные) месторождения. Эндогенные месторождения делятся на магматические, эманационные и гидротермальные.

В основу генетической классификации П. Ниггли (1941) положено: а) место выделения рудоносных веществ (вулканические, субвулканические, плутонические, глубинноплутонические); б) удаление месторождений от магматических интрузий (теле-, крипто-, апо-, пери- и интрамагматические); в) стадии магматического процесса и г) температура главной стадии рудообразования (низкие — менее  $200^{\circ}\text{C}$ , средние —  $200 \div 350$  и высокие — более  $350^{\circ}\text{C}$ ). Критикуя эту классификацию, С. С. Смирнов (1947) высказал сомнения в целесообразности применять в качестве основных признаков место выделения рудных растворов, удаление месторождений от магматических интрузий, равно как и глубину рудообразования, так как практически эти признаки определить сложно, а некоторые из них вообще гипотетичны и условны.

Г. Шнейдерхен (1955) в генетической классификации выделяет три группы: месторождения магматические, осадочные и метаморфические. В свою очередь среди магматических месторождений автор различает магматические, пегматито-пневматолитовые, гидротермальные и эксгаляционные. При изучении магматических месторождений Шнейдерхен предлагает придерживаться трех главных принципов — среды рудообразования, уровня магматических рудообразующих очагов и минерального парагенезиса руд. Среди метаморфических месторождений он выделяет контактово-метаморфические, месторождения в кристаллических сланцах и полиметаморфические.

Г. Шнейдерхен выделяет магматогенные месторождения только для герцинской эпохи, считая все последующие регенерированными. Это положение противоречит фактическому материалу, так как широко известны эндогенные месторождения всех геологических эпох.

Е. Е. Захаров (1953) предложил классификацию месторождений, в которой выделены также три группы: месторождения глубинные, поверхностные и метаморфические. Глубинные (эндогенные) делятся на магматические и послемагматические. Среди магматических месторождений по условиям залегания выделяются залегающие в ультраосновных, кислых, щелочных породах и в пегматитах.

И. И. Бок (1954) предложил оригинальную классификацию послемагматических месторождений. По его мнению, эти месторождения образовались вследствие газовой отгонки легкоподвижного материала из остывающих магм или прогретых участков литосферы, поднятых из глубины земной коры в результате тектонических движений. И. И. Бок выделил четыре класса послемагматических месторождений по признаку их связи с интрузивами или эффузивами: а) глубинные — связанные с абиссальными интрузивами и характеризующиеся небольшим снижением термодинамических уровней; б) полуглубинные, связанные с гипабиссальными интрузивами и резким снижением термодинамических уровней; в) приповерхностные, связанные с эффузивами и образующиеся при очень быстром снижении термодинамических уровней; г) телетермальные — не имеющие видимой связи с интрузивами.

Эта классификация эндогенных месторождений основана хотя и на весьма общих, но все же термодинамических условиях рудоотложения. Однако она мало обоснована с генетических позиций.

По классификации С. А. Вахромеева (1961) месторождения полезных ископаемых делятся на эндогенные, экзогенные и метаморфогенные. К эндогенным автор отнес магматические, пегматитовые и послемагматические; к метаморфогенным — метаморфизованные и метаморфические. Эта классификация принципиально ничем не отличается от других, рассмотренных выше.

П. М. Татарinov (1955) в своей классификации выделяет три главные генетические группы месторождений: эндогенных, экзогенных и метаморфогенных. К эндогенным отнесены: собственно магматические, пегматитовые и послемагматические. Иначе говоря, под эндогенными месторождениями понимаются только магматогенные.

В. Н. Котляр (1970) выделяет три класса: класс магматогенных, экзогенных и метаморфогенных месторождений. Среди магматогенных он выделяет три серии: месторождения магматические, пегматитовые и послемагматические. Последние Котляр делит на плутоногенные и вулканогенные (гидротермальные и газо-гидротермальные), справедливо придавая очень большое

значение вулканогенным месторождениям. Метаморфогенные месторождения подразделяются им на две серии — метаморфизованные и метаморфические. Каждая из выделенных серий месторождений делится на генетические группы, а последние на подгруппы, рудные формации и генетические типы.

В последние годы появились классификации рудных месторождений, в основу которых положено выделение рудных комплексов для различных этапов развития подвижных зон земной коры. Такие классификации предложены Г. С. Лабазиным и А. И. Семеновым, Г. А. Твалчрелидзе и другими.

Г. А. Твалчрелидзе (1966) в основу систематики месторождений положил: а) разделение месторождений по основным типам составных частей геосинклинали; б) объединение месторождений в рудные комплексы в пределах металлогенической зоны; в) выделение рудных формаций, дающих представление о генезисе месторождений и их составе. В предлагаемой автором систематике эндогенные месторождения геосинклинальных областей объединены в зависимости от частей вулканогенных и терригенных геосинклиналей и поздних наложенных структур, от магматических формаций, главных рудных комплексов и рудных формаций. Это очень важная в практическом отношении систематика месторождений; она скорее металлогеническая, т. е. указывающая на условия образования и размещения месторождений, а не генетическая.

В. И. Смирнов (1969) в своей капитальной работе о геологии полезных ископаемых придерживается генетической классификации эндогенных месторождений, основу которой составляют: магматические месторождения, делящиеся на ликвационные, раннемагматические и позднемагматические; пегматитовые месторождения; карбонатитовые; скарновые; альбитит-грейзеновые и гидротермальные, подразделяющиеся на плутоно-гидротермальные, вулканогенные гидротермальные и телетермальные. В отдельную группу выделены колчеданные месторождения.

Классификация эндогенных месторождений, принятая В. И. Смирновым, наиболее полно учитывает известные рудные месторождения, допускает суждение о сложном образовании некоторых классов и групп и отражает современные знания о рудных месторождениях. Однако она не учитывает различия источников рудообразующих веществ, способов их извлечения и переноса к месту рудообразования, а также полигенного происхождения многих месторождений.

Метаморфогенные месторождения в классификации В. И. Смирнова выделены в отдельную группу и не рассматриваются как эндогенные.

Во всех классификациях, как видно из приведенного обзора, выделяется класс *эндогенных месторождений*, которые подразделяются на собственно магматические, пегматитовые и послемагматические. Класс *метаморфогенных месторождений* в большин-

стве случаев выделен как самостоятельный наряду с эндогенным и экзогенным (Татаринов, 1955; Вахрамеев, 1961; Котляр, 1970 и др.).

Под эндогенными месторождениями в существующих классификациях, без особых исключений, понимаются магматогенные рудные образования, подразделяющиеся на собственно магматические, пегматитовые и послемагматические или гидротермальные.

В классификации В. Н. Котляра (1970) вместо класса эндогенных месторождений выделяется прямо класс магматогенных месторождений, т. е. под эндогенными месторождениями понимаются только магматогенные.

Однако, как показано во многих современных работах (В. Смирнов, 1969, 1970; Сауков, 1960; Белевцев, 1969, 1970а, 1970б и др.), эндогенные месторождения имеют полигенное происхождение. Они образуются не только при кристаллизации магм различного происхождения и состава, но и под влиянием многих других внутренних сил Земли, к которым относятся вулканизм, подъем магмы и флюидов из подкорковых зон, смятия горных пород в складки, образование разломов и подвижных зон в земной коре, изменения структуры и состава горных пород под действием высоких температур и давлений (метаморфизм и ультраметаморфизм). По современным представлениям, рудоносная магма имеет различное происхождение. Так, ультраосновного и основного состава магма поднималась из подкорковых глубин кислая образовалась вследствие расплавления или флюидного метасоматоза пород сиалистической части коры. Магма, возникшая при ультраметаморфизме, может быть различного состава, так как она образовалась за счет расплавления различных осадочно-вулканогенных пород. Поэтому собственно магматические месторождения, естественно, будут иметь разные источники рудообразующих веществ и разные условия образования. И не целесообразно объединять их все в одну группу или один класс. Они различны по источникам рудообразующих веществ, по структурным и литологическим условиям образования, а также имеют разные закономерности размещения в земной коре.

Месторождения, связанные своим образованием с гидротермальными растворами, имеют также полигенное происхождение, ибо гидротермальные рудообразующие растворы в одних случаях были ювенильными (поднимались из подкорковых глубин), в других — возникли в зонах регионального динамотермального метаморфизма, в третьих — образовались при гранитизации в зоне ультраметаморфизма, в четвертых — формировались при подземной циркуляции вадозных вод, в пятых — составлялись из продуктов вулканической деятельности и подземных вод или, наконец, они имели смешанное происхождение. Вот почему понятие «гидротермальные месторождения» не имеет генетического смысла. Оно только означает, что месторождение образовалось

с помощью горячих водных растворов и может быть ювенильным, плутоно-гидротермальным, метаморфогенно-гидротермальным или иным, в зависимости от происхождения растворов.

Метаморфогенные месторождения образовались под влиянием тепла и потоков растворов из подкоровых глубин Земли и несомненно должны относиться к разряду глубинных, или эндогенных, месторождений.

Многие месторождения имеют смешанное происхождение, так как в их образовании участвовали разные источники рудообразующих веществ и условия концентрации последних были различными. Так, источником рудообразующих веществ многих плутоно-гидротермальных или метаморфогенно-гидротермальных месторождений были осадочные и вулканические породы, а способы их концентрации разные, так что порой невозможно уверенно говорить об эндогенном или каком-либо ином характере образования конкретных месторождений.

Принятые до настоящего времени принципы генетической классификации рудных месторождений не могут считаться удовлетворительными. Самый главный их недостаток — неправильное толкование генезиса многих месторождений, который, на наш взгляд, должен определяться *источником рудообразующих веществ, условиями их перемещения и концентрации.*

Современная генетическая классификация эндогенных месторождений должна учитывать прежде всего источники рудообразующих веществ, способы перемещения этих веществ к месту рудоотложения и физико-химические условия концентрации их.

Источниками рудообразующих веществ эндогенных месторождений были подкоровые зоны Земли (симатические) и породы земной коры (сиалические). *Источниками минеральных веществ определяют главнейшие типы эндогенных месторождений. Способами извлечения и переноса рудообразующих веществ из пород земной коры или подкоровых зон Земли должны определяться классы эндогенных месторождений.* Так, главными способами извлечения и переноса рудообразующих веществ были:

1) для подкоровых, или симатических, источников — базальтоидные магмы, для которых характерны месторождения железа, титана, ванадия, хрома, меди, цинка, платины, рудоносные флюиды, давшие гидрогенные месторождения свинца, цинка, меди, никеля, золота, серебра и ртути;

2) для коровых, или сиалических, источников главными процессами, благодаря которым извлекались и транспортировались рудообразующие вещества, были: а) динамотермальный метаморфизм, б) ультраметаморфизм и гранитизация, которые привели к перекристаллизации, переплавлению, ассимиляции осадочных и вулканических пород, а также к концентрации рудообразующих веществ в гидротермальных растворах, циркулирующих в плутонах и тектоно-метасоматических зонах; в) фильтрация через породы химически активных растворов различного происхо-

ждения (ювенильных, метаморфогенных, вулканогенных, вадозных и смешанных), экстрагировавших рудообразующие вещества и переносивших их в области рудоотложения. Для сиалического генетического типа характерно образование месторождений черных, цветных и редких металлов.

*Подклассы эндогенных месторождений* определяются условиями рудоотложения. При этом решающее значение имеет процесс рудонакопления, который может состоять в кристаллизации рудных или рудосодержащих минералов из раствора (либо магматического расплава) совместно с минералами породы; в метасоматическом замещении пород рудными минералами; в выполнении пустот и трещин рудными минералами и, наконец, в выносе нерудных элементов и обогащении исходных пород рудными компонентами.

Так, для магматических месторождений симатического типа выделяются сегрегационные, ликвационные и позднемагматические подклассы, для метаморфогенных — метаморфизованные и собственно метаморфические (метасоматические) подклассы, для ультраметаморфических — пегматитовые, плутоно-гидротермальные, гидротермальные, структурно-метасоматические и другие подклассы.

Подклассы эндогенных месторождений могут в свою очередь разделяться на *генетические группы*, которые определяются конкретными структурно-литологическими условиями размещения и морфологией рудных тел. Например, среди сегрегационных месторождений можно выделить группы месторождений вкрапленных и массивных руд; позднемагматические подразделяются на вкрапленные и жильные; собственно метаморфические — на пластовые (стратифицированные); метасоматические — на вкрапленные, жильные или прожилково-штокверковые и т. д.

На основании приведенных данных можно предложить принципиально новую схему генетической классификации эндогенных рудных месторождений. Самыми крупными подразделениями этой классификации являются *генетические типы* месторождений: ювенильный, или симатический; сиалический, или внутрикоровый; полигенный, или смешанный. Среди генетических типов выделяются классы месторождений, подклассы и генетические группы (табл. 1).

А. Симатический, или ювенильный, тип охватывает месторождения, образованные подкоровыми источниками рудообразующих веществ. К этому типу относятся класс магматических и класс эндогидрогенных месторождений.

І. Магматические месторождения, генетически связанные с ультраосновными и основными магмами. Это месторождения железа, титана, меди, никеля, кобальта и платиноидов, составляющих, по В. И. Смирнову (1970), базальтоидную группу. Образуются они в начальные и ранние этапы развития подвижных зон и располагаются в пределах глубинных разломов.

Таблица 1. Генетическая классификация эндогенных месторождений

Генетические типы месторождений	Генетические классы месторождений	Генетические подклассы месторождений
А. Симатический, или ювенильный	I. Магматические, связанные с ультраосновными и основными породами	1. Сегригационные (раннемагматические) 2. Ликвационные 3. Позднемагматические (гистеромагматические)
	II. Эндогидрогенные, связанные с подъемом флюидов из подкоровых глубин	4. Гидрогенные зоны глубинных разломов 5. Гидрогенные тектоно-метасоматические зоны
Б. Сиалический, или коровый	III. Метаморфические, связанные с региональным динамо-термальным метаморфизмом	6. Метаморфизованные 7. Метаморфические
	IV. Ультраметаморфические, связанные с гранитизацией пород Земной коры	8. Магматические, связанные с гранитоидными плутонами полигенного образования в породах земной коры 9. Пегматитовые 10. Плутоно-гидротермальные
В. Полигенный (смешанный)	V. Телетермальные	11. Глубинно-телетермальные 12. Приповерхностно-телетермальные
	VI. Гидротермальные—послегранитизационные	13. Гидротермальные тектоно-метасоматических зон
	VII. Вулканогенно-гидротермальные	14. Глубинно-вулканические 15. Субвулканические 16. Вулканические

Среди месторождений этого класса могут быть выделены подклассы: *сегригационных, ликвационных и позднемагматических* (гистеромагматических) месторождений. Примерами этого класса могут быть месторождения хромитов Замбии, Бушвельдский комплекс в Южно-Африканской республике, медно-никелевые сульфидные руды Мончегорска, Норильска, Седберри и многие другие.

II. Эндогидрогенные месторождения, генетически связанные с подкоровыми рудоносными флюидами, характерны для полиметаллов и редких металлов, образующих обычно протяженные рудные пояса, во много раз превышающие толщину земной коры. Формируются они в завершающий период развития подвижных зон и приурочены непосредственно к глубинным разломам. Среди месторождений этого класса можно выделить такие подклассы: *гидрогенные зоны глубинных разломов и гидро-*

*генные тектоно-метасоматические зоны.* Примерами этого класса могут являться жильные, прожилково-штокверковые и метасоматические вкрапленные месторождения полиметаллов Серебряного пояса Северной Америки, Австралии, а также месторождения урана и полиметаллов в метасоматических зонах докембрийских щитов.

**Б. Симатический, или коровый, тип** месторождений генетически связан с источниками рудообразующих веществ земной коры. К нему относятся два класса месторождений: метаморфические и ультраметаморфические.

**III. Метаморфические месторождения** генетически связаны с процессами регионального динамотермального метаморфизма. В этом классе выделяется два подкласса. *Метаморфизованные и собственно метаморфические месторождения.* Для первого подкласса характерны осадочно-метаморфизованные и вулканогенно-метаморфизованные стратифицированные месторождения, составляющие генетические группы. Примерами месторождений этого подкласса могут быть железистые кварциты, роговики, джеспилиты, некоторые богатые железные руды джеспилитовой формации Кривого Рога, оз. Верхнего (США), Минас-Жерайс (Бразилия), Лабрадор (Канада), медно-никелевые месторождения Печенги, медные Сев. Кавказа и Катанги (Африка) и многие другие. В подклассе метаморфических месторождений выделяются три генетические группы: месторождения метасоматические высоких фаций метаморфизма (амфиболитовой и гранулитовой), остаточнометаморфические низких фаций метаморфизма (зеленосланцевой) и пегматитовые. Примерами месторождений этого подкласса являются богатые магнетитовые руды Кривого Рога, КМА, Сингхбхум (Индия), Минас-Жерайс (Бразилия), Лабрадор (Канада) и др. Некоторые медно-никелевые месторождения Мончегундры и Норильска, полиметаллические месторождения Алтая, Брокен-Хилл (Австрия) и др., месторождения золота в Коларе (Индия), редкометалльные и слюдяные пегматиты, распространенные во многих докембрийских щитах мира.

**IV. Ультраметаморфические, генетически связанные с миграцией рудогенных элементов осадочно-метаморфических пород при гранитизации.** Среди этого класса выделяются три подкласса месторождений: *магматические, пегматитовые и плутоно-гидротермальные.*

*Магматические* месторождения представлены рудоносными гранитами с редкими, рассеянными, редкоземельными и радиоактивными элементами, генетически связанными с магматическим замещением или флюидным метасоматозом осадочных и вулканогенных пород.

*Пегматитовые* месторождения генетически связаны с пегматитами, реоморфическими гранитами и представлены редкометаль-

ными, редкоземельными и хрусталеносными месторождениями в зонах развития ультраметаморфизма.

К *плутонно-гидротермальным* месторождениям относится группа грейзенных месторождений олова и вольфрама, группа скарновых месторождений меди, вольфрама, молибдена, железа, полиметаллов и других руд, а также группа собственно гидротермальных месторождений, генетически связанных с плутонами гранитоидных реоморфических гранитов, так называемые типичные гидротермальные месторождения. Примерами этой группы месторождений являются многочисленные жильные, прожилково-штокверковые и метасоматические месторождения многих цветных, редких и рассеянных металлов.

V. *Телетермальный класс* месторождений имеет сложное и часто неясное положение среди других классов. Это заключается в том, что телетермальные месторождения образовались под влиянием глубинной циркуляции подземных вод и вследствие активного выщелачивания металлов из пород, однако данные об изотопах  $S^{32}$  и  $S^{34}$  на некоторых месторождениях свидетельствуют о подъеме рудообразующих веществ из подкоровых глубин. Примерами этого класса месторождений могут быть месторождения ртути и полиметаллов Донбасса и многие аналогичные им.

V. *Полигенный, или смешанный, тип* характеризуется тем, что месторождения его имеют полигенные или смешанные источники рудообразующих веществ, поступивших из подкоровых глубин и из пород земной коры.

К этому генетическому типу относятся три класса месторождений: гидротермальные послегранитизационные, вулканогенно-гидротермальные и телетермальные.

VI. *Класс гидротермальных послегранитизационных месторождений* генетически связан с остаточными гранитизационными растворами, поднимающимися из зон активной гранитизации. Они приурочены к протяженным тектоно-метасоматическим зонам. Примерами могут быть месторождения бериллия, урана и редких земель среди метасоматитов, представленных альбинитами, микроклинитами, эгиринитами и другими развитыми на древних щитах мира.

VII. *Вулканогенно-гидротермальный класс* месторождений генетически связан с деятельностью вулканов. Среди них выделяются *глубинновулканический, субвулканический* и *вулканический* подклассы. Общим генетическим признаком их является смешанный источник рудообразования. С одной стороны, рудогенные элементы поднимались с магмой из земных глубин, а с другой, — захватывались водами из пород и переносились в пределах земной коры.

Примерами этих месторождений могут быть медно-оловянные и скарновые месторождения Боливии, золото-серебряные, урано-молибденовые и сульфидно-касситеритовые месторождения мно-

гих районов мира, ртутные месторождения Акташ (на Алтае), в Закарпатье и др.

Эта принципиальная схема нуждается в подробной разработке для отдельных классов, подклассов и генетических групп месторождений. Однако, исходя из принятых генетических принципов, дальнейшие подразделения будут иными, чем было принято до настоящего времени. Так, магматические месторождения ювенильного класса (I) будут резко отличаться от магматических месторождений сиалического класса (IV). В первом случае это будут только собственно магматические месторождения, генетически связанные с подкоровой базальтоидной магмой, тогда как образование магматических месторождений сиалического происхождения связано с гранитоидными магмами, и представлены они рудоносными гранитами.

Гидротермальные месторождения также могут относиться к разнообразным генетическим классам, подклассам и группам. Они могут образоваться с помощью ювенильных — подкоровых флюидов, плутоно-гидротермальных, метаморфогенно-гидротермальных и вулканогенно-гидротермальных растворов или растворов смешанного происхождения.

Эта классификация не исключает, а, наоборот, предполагает систематику месторождений на металлогенической основе, где главным принципом являются геологические условия образования и закономерности размещения месторождений в пределах подвижных зон или древних щитов и платформ.

Все последующие классификации должны исходить из генетической классификации месторождений, пополняя ее термодинамическими данными и данными о геологических условиях образования и размещения месторождений.

---

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ УСЛОВИЙ МОБИЛИЗАЦИИ, ПЕРЕНОСА И ОТЛОЖЕНИЯ МЕТАЛЛОВ ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ (НА ПРИМЕРЕ УРАНА)

Проведенные в последние годы исследования состава газожидких включений показали, что наряду с водой, в них другим широко распространенным компонентом является углекислота. Количество ее часто бывает настолько велико, что углекислота образует самостоятельную жидкую фазу в трехфазовых и двухфазовых включениях: газ — жидкая углекислота — водный раствор, газ — жидкая углекислота, водный раствор — жидкая углекислота; изредка встречаются включения, нацело заполненные жидкой углекислотой.

По данным наших работ, включения, богатые углекислотой, характерны для щелочных ураносных метасоматитов докембрия. Аналогичные включения описаны А. И. Тугариновым и В. Б. Наумовым (1969) для ряда урановых месторождений более молодого возраста, П. К. Вовком и Д. К. Возняком (1967) — для пегматитовых жил Мамского района, В. Франкисом и др. (1967) — в золоторудном районе Салсин и многих других местах.

Наличие среди метаморфических толщ докембрия останцов карбонатных пород и общие соображения о химизме осадков в докембрии в связи с обогащением атмосферы углекислотой дают основание предположить, что флюиды обогащались углекислотой в процессе метаморфизма осадочно-вулканогенных толщ.

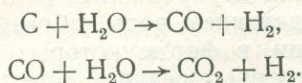
О высоком содержании во флюидной фазе углекислоты свидетельствует также устойчивость в метаморфических породах докембрия графита. Как показывают термодинамические расчеты и данные экспериментальных работ (French Bevan, 1966), в метаморфических породах графит устойчив лишь при условии высокого парциального давления  $\text{CO}_2$ . При прогрессивном термальном метаморфизме графит обеспечивает устойчивость минералов, обогащенных закисным железом, и наличие или отсутствие даже малых количеств графита объясняется градиентом  $P_{\text{CO}_2}$ .

Некоторые авторы (Deicha, Topgau, 1968) связывают высокие концентрации  $\text{CO}_2$  с миграцией ее через земную кору и дегазацией верхней мантии. Проведенные ими микроскопические и масс-спектроскопические анализы установили наличие включений  $\text{CO}_2$  в ультраосновных породах. В гранитах и жильных обра-

зованиях они отмечают постепенный переход от включений чисто водных до включений, состоящих нацело из углекислоты. По их мнению, источником  $\text{CO}_2$  служит также верхняя мантия, а вода — вадозного происхождения.

Исходя из экспериментально установленной малой растворимости углекислоты в магме силикатного состава, Х. Йодер (Yoder, 1970) поддерживает предположение о возможности существования газовой фазы в условиях верхней мантии. По данным других авторов (Hill-Robin, Boettger, 1970), при давлении 15 *кбар* растворимость  $\text{CO}_2$  в расплаве, отвечающем по своему химическому составу базальту, резко повышается.

А. П. Виноградов, О. И. Кропотова, В. И. Герасимовский (1970) связывают образование углекислоты с магматическими камерами верхней мантии в результате реакций

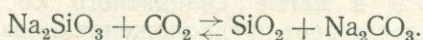


Следует заметить, что большинство авторов, признающих глубинный источник углекислоты, изучало молодые образования в связи с проблемой карбонатитов. В условиях же докембрия значительные количества углекислоты регенерируются при метаморфизме обогащенных карбонатами осадков и необходимость в дополнительном источнике углекислоты — верхней мантии — отпадает. Вместе с тем приуроченность минеральных ассоциаций, в которых встречены включения, обогащенные углекислотой, к зонам глубинных разломов, и развитие вдоль этих зон процессов наложенного метаморфизма позволяют предположить, что часть углекислоты, по-видимому, имеет ювенильное происхождение и обеспечивает передачу тепла с глубинных зон. Обогащение флюида зон смятия углекислотой происходит, по-видимому, в результате сепарации метаморфического флюида при выравнивании перепада давлений, возникшего в процессе приоткрывания трещин, и объясняется большей летучестью углекислоты по сравнению с парами воды и хлоридами.

Обогащение флюида углекислотой в свою очередь должно привести к ряду специфических реакций. Так, Костер ван Гроос и Уилли (Koster van Groos, Wyllie, 1966), изучая систему  $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{CO}_2$ , установили, что увеличение давления  $\text{CO}_2$  приводит к возникновению явлений несмесимости в жидком состоянии. Наряду с силикатной жидкостью возникает жидкость, богатая  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ . Этот процесс протекает уже при давлении 33 *бар*, при 330 *бар* область несмесимости резко расширяется, а при 1 *кбар* существование двух жидкостей наблюдается уже выше 870° С. Эти изменения мы объясняем реакцией карбонатизации, происходящей в системе  $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2-\text{CO}_2$ . Несмесимость сохраняется при добавлении  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  и давлении  $\text{CO}_2$  в

1 кбар. Таким образом, появление и исчезновение двух жидкостей регулируется давлением  $\text{CO}_2$ .

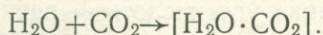
В сильно упрощенном виде соотношение между силикатной и карбонатной жидкостями можно рассмотреть на примере реакции между силикатом натрия и углекислотой:



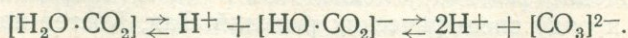
Из реакции видно, что увеличение парциального давления углекислоты приведет к смещению реакции вправо с образованием карбоната натрия и обособлением кремнезема в самостоятельную фазу.

Силикат натрия диссоциирует в воде. В очень разбавленных растворах он распадается на катион  $\text{Na}^+$  и мономерный анион  $[\text{H}_3\text{SiO}_4]^-$ , в более концентрированных растворах такие анионы конденсируются с выделением воды, образуя полимеры разной степени полимеризации, в форме которых мигрирует кремний. На основании рассмотренных реакций естественно будет предположить, что увеличение парциального давления углекислоты сильно ограничит миграцию кремния в растворах.

Вместе с тем реакция между водой и углекислотой приведет к возникновению кислородсодержащих кислот, которые образуются в результате присоединения молекул воды к окислам неметаллов:



Сущность данной реакции, согласно электростатической теории, заключается в том, что кроме двух двухзарядных ионов кислорода вокруг четырехвалентного иона углерода координируется еще кислород молекулы воды. Центральный ион углерода в этом случае отталкивает ионы водорода, в результате чего степень их диссоциации по сравнению с некоординированными молекулами воды увеличивается и продукт реакции присоединения, т. е.  $[\text{H}_2\text{O} \cdot \text{CO}_2]$ , является комплексной кислотой. Правда, в этом случае степень диссоциации еще невелика и угольная кислота является слабой:



В природных термальных водах, обогащенных щелочами, происходит связывание ионов водорода и равновесие диссоциации может быть полностью смещено вправо. Возникают благоприятные условия для образования комплексных соединений урана, тория, редких земель, бериллия, свинца и целого ряда других элементов. Процессы комплексообразования значительно повышают растворимость этих элементов, способствуют переходу их в подвижное состояние и в благоприятных условиях обеспечивают миграцию к местам рудонакопления.

Учитывая хорошую изученность химии комплексных соединений урана и экспериментально установленную способность этого элемента мигрировать в форме натриевых уранил-карбонатных ионов при высоких температурах и давлениях (Наумов, Миронова, 1965), мы выбрали уран для экспериментального изучения условий извлечения из пород и форм переноса металлов в термальных растворах.

Химические свойства урана в значительной степени определяются близостью энергетических уровней  $5f$ - и  $6d$ -электронов, взаимное расположение которых несколько меняется под влиянием различных факторов и, в частности, зависит от элементов, вступающих с ним в соединение. Валентное состояние урана теоретически может изменяться от  $U^{2+}$  до  $U^{6+}$ , но для природных объектов (минералов) наиболее типичны  $U^{4+}$  и  $U^{6+}$ , причем преобладают минералы с  $U^{6+}$ .

Изучение структуры урановых соединений показало (Комплексные соединения урана, 1964), что почти все соединения  $U^{6+}$  содержат в своем составе не ион  $U^{6+}$ , а группу уранила  $UO_2^{2+}$ . Эта группа характеризуется тем, что расстояния между ураном и двумя кислородами (1,7—2,0 Å) меньше, чем расстояние между ураном и другими элементами, входящими в состав какого-либо соединения. Кроме того, группа уранила, имеющая линейную структуру, отличается исключительной химической устойчивостью и, как правило, при реакциях в обычных условиях входит целиком в состав соединений. Такая повышенная прочность связана с тем, что в атомах урана имеется большое число  $6d$ - и  $5f$ -орбит, часть которых остается свободной и после образования ковалентных связей между ураном и кислородом:  $O-U-O$ .

Наличие незанятых орбит урана, а также возможность дополнительного взаимодействия двух неподеленных электронов самого кислорода приводят к возникновению дополнительных кратных связей сверх двух.

Такое представление позволяет объяснить повышенную прочность группы уранила и укороченность расстояний между ураном и кислородом. Реакции восстановления  $U^{6+}$  до  $U^{4+}$  связаны с нарушением целостности группы  $UO_2^{2+}$  и поэтому в растворах протекают крайне трудно. Однако тенденция урана к образованию группы уранила очень велика, и, например в растворах, содержащих карбонатные соединения  $U^{4+}$ , последний окисляется до  $U^{6+}$  настолько интенсивно, что за счет окислов образуются чистые металлы (Наумов, 1965).

Естественно, что в природе при наличии в породах значительных масс окислителей форма  $U^{4+}$  будет неустойчива и основная миграция урана будет происходить в форме  $U^{6+}$ . К тому же в карбонатных растворах  $U^{4+}$  легко гидролизуется при нагревании, разбавлении, подщелачивании и подкислении (Комплексные соединения урана, 1964). В последнем случае происходит одновременное разрушение ионов  $CO_3^{2-}$  с выделением углекислого газа.

Согласно результатам изучения структуры комплексных соединений  $U^{6+}$  и  $U^{4+}$ , считается (Комплексные соединения урана, 1964), что типичное координационное число уранила равно шести, а  $U^{4+}$  — восьми. При этом координационное число шесть следует считать максимальным, но не единственно возможным, так как оно в известных пределах может изменяться в зависимости от многих причин. В первую очередь на него оказывают влияние размеры лигандов, плотность их заряда. Исходя из данных по химии урана и его комплексных соединений, мы можем предположить, что карбонатные комплексные соединения уранила будут наиболее реальными формами переноса урана в термальных растворах.

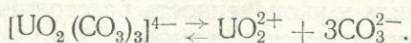
Взаимодействие карбонатов щелочных металлов с солями уранила — это сложный процесс, который сопровождается изменением цвета растворов, выделением газов, иногда выпадением объемных осадков.

Комплексные карбонатные соединения уранила имеют высокую прочность, в ряду вытеснительной способности лигандов  $CO_3^{2-}$  занимают одно из первых мест. Константа нестойкости трикарбонат-уранила-иона, определенная методом растворимости при  $25^\circ C$  (Клыгин, Смирнов, 1959),

$$K = \frac{[UO_2][CO_3^{2-}]^3}{[UO_2(CO_3)_3]^{4-}} = (1,7 \pm 0,6) \cdot 10^{-23}.$$

Любое из неорганических соединений уранила при определенных условиях может быть переведено в трикарбонатный комплекс действием раствора карбоната щелочных металлов.

Диссоциация комплексного иона в зависимости от рН среды, парциального давления углекислоты и катиона во внешней среде значительно увеличивается лишь при температурах выше  $200^\circ C$ . При этих температурах реакция будет значительно смещаться вправо:



Как показали исследования (Комплексные соединения урана, 1964), комплексные соединения уранила трикарбонатного типа могут существовать в растворе очень долго без изменений только при наличии некоторого избытка карбонат- или бикарбонат-ионов. По данным потенциометрических, кондуктометрических и калориметрических замеров, при этих условиях устойчив и дикарбонатный тип комплекса  $[UO_2(CO_3)_2]^{2-}$ .

Характер минеральных ассоциаций на месторождениях и данные по химизму комплексных соединений урана указывают на то, что наряду с натрием и калием уранил-карбонатные комплексы могут стабилизироваться кальцием, магнием, барием, литием, рубидием, цезием, образуя самостоятельные минералы (бейлиит,

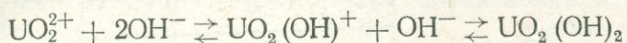
сварцит и др.). Теоретически не исключена геохимическая миграция урана в форме уранил-карбонатных комплексов аммония. В отличие от флюидов, содержащих в своем составе значительные количества углекислоты, растворимость  $U^{4+}$  и  $U^{6+}$  в воде резко снижается.

Для реакции растворимости двуокиси урана в воде



константа равновесия  $K$  равна  $10^{-52}$  (Мак-Келви, Эверхарт, Гаррелс, 1958). Отсюда вытекает, что заметные концентрации свободного иона в водном растворе могут быть только в очень кислой среде при достаточно низкой концентрации ионов  $OH^-$ . Уже в слабокислых, а тем более в нейтральных растворах количество ионов  $U^{4+}$  в единице раствора ничтожно мало ( $10^{-12}$  при  $pH=4$  и  $10^{-24}$  при  $pH=7$ ).

Гидролиз шестивалентного урана в общем виде происходит по схеме



при  $K=1,3 \cdot 10^{-12}$  (Брусиловский, 1958). Константа гидролиза показывает, что, хотя даже в нейтральных растворах концентрация шестивалентного урана (гидроксила уранила  $UO_2OH^+$ ) может достичь больших величин, она остается гораздо ниже величины растворимости урана в карбонатных растворах щелочных металлов.

Принципиально не меняет положения повышение температуры (в нейтральной среде повышение температуры до  $150^\circ C$  увеличивает концентрацию урана в растворе до  $1 \cdot 10^{-4,2}$  г/л; Брусиловский, 1958) и кислотности растворов. К тому же при переносе урана флюид постоянно взаимодействует с вмещающей породой, характер этого взаимодействия также оказывает значительное влияние на перенос урана.

Для экспериментального изучения условий миграции урана при повышенных температурах и давлениях были выполнены серии опытов в кислой, нейтральной и щелочной средах, в растворах разного состава и концентрации. Серия опытов выполнялась на установке одного типа.

Для проведения экспериментальных работ использовались проточные экзоклавы, сконструированные и изготовленные на основе принципиальных схем, описанных в литературе. Общая схема установки показана на рис. 4.

Реактор, в котором при заданных температурах и давлениях происходит реакция, изготовлялся из нержавеющей стали типа 1X18H9T. Объем его в зависимости от типа установки изменялся в пределах  $60-180$  см<sup>3</sup>.

Для приготовления растворов использовались химически чистые соли, во время опыта раствор вводился в реактор жидкост-

ным насосом типа НЖР-1. Давление в реакторе поддерживалось с помощью этого же насоса, работа которого регулировалась электроконтактным манометром ЭКМ-1. Температура поддерживалась постоянная в пределах  $\pm 2^\circ \text{C}$  с помощью электронного автоматического потенциометра.

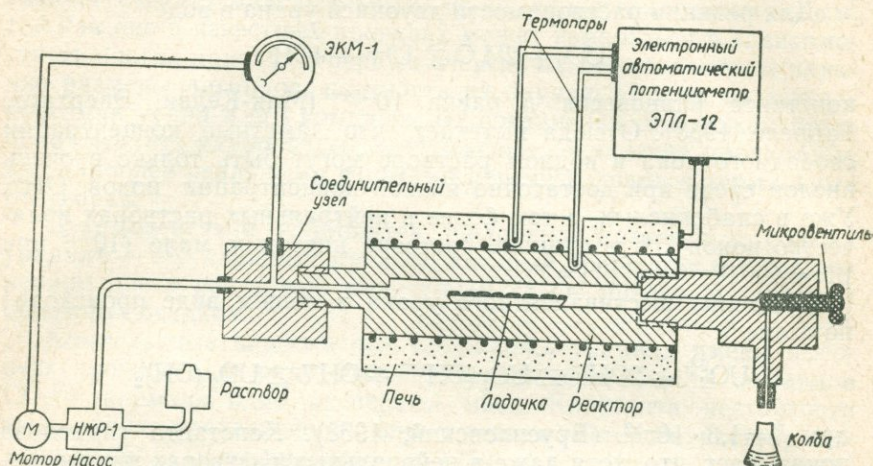


Рис. 4. Блок-схема установки.

Опыты мы проводили по такой методике. Свежеприготовленную трехокись урана вводили в капсуле из нержавеющей стали IX18H9T в реактор экзоклава. Потом реактор нагревался до заданной температуры и в него закачивали раствор.

В ряде опытов источником урана служил настуран саксонских месторождений и концентрат ураноносного песчаника, имеющего следующий минеральный состав (в %): пирит — 40; кварц — 25; гидрослюда — 10; органическое вещество — 4; апатит, галенит, лейкоксен, кальцит, барит, сидерит 1—2; ураноносные минералы содержатся в виде корочек на пирите и органическом веществе, а также в сорбированном состоянии и в виде примесей в гидроокислах железа, лейкоксене, апатите.

Химический состав концентрата (в %):  $\text{U}_3\text{O}_8$  — 5,18;  $\text{ThO}_2$  — 2,68;  $\text{SiO}_2$  — 32,08;  $\text{FeO}$  — 17,75;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 10,79;  $\text{P}_2\text{O}_5$  — 1,12;  $\text{MnO}$  — 0,10;  $\text{TiO}_2$  — 0,25;  $\text{PbO}$  — 1,38;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 3,60;  $\text{CaO}$  — 2,38;  $\text{MgO}$  — 0,04;  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  — 0,68;  $\text{BaO}$  — 0,73;  $S_{\text{общ}}$  — 16,00;  $S_{\text{орг}}$  — 0,2;  $\text{CO}_2$  — 1,32; п. п. п. — 3,68;  $\text{H}_2\text{O}$  — 0,76;  $\Sigma$  — 100,72;  $S_{\text{сульф}}$  — 1,49.

Опыты проводились в открытой и закрытой системах. При работе в условиях открытой системы вентилем устанавливалась постоянная скорость потока, которая обычно составляла 3—5  $\text{см}^3/\text{ч}$ . Раствор, попадая в реактор, проходил над капсулой с  $\text{UO}_3$ , обогащался ураном и передвигался к следующей лодочке

с породой или минералом. Пройдя через капилляр и охлажденную трубку раствор сбрасывался в колбу. При работе в закрытой системе обычно использовалась смесь трехоксида урана с породами и минералами. Продолжительность одного опыта менялась в зависимости от условий в пределах от 8 ч до нескольких суток. Температура регулировалась с помощью автоматического потенциометра ЭПД-12 с точностью  $\pm 2^\circ \text{C}$ . В зависимости от цели поставленных опытов раствор на выходе анализировался на уран, натрий, калий, кремний, алюминий, магний, кальций и железо.

Содержание урана определяли с помощью люминесцентного анализа на приборе ЛЮФ-57 и колориметрическим методом, основанным на способности ионов  $\text{U}^{4+}$  давать окрашенные соединения с арсеназо-III. Колориметрирование производили на приборе СФ-16 при  $\lambda = 665 \text{ нм}$ . Этот метод более надежен (чувствительность  $10 \cdot 10^{-1} \text{ мг/л}$ ) по сравнению с люминесцентным и все главные определения были выполнены на его основе. Колориметрический метод применяли и при определении кремнезема, алюминия, железа.

В качестве окрашивающего компонента при определении кремнезема в растворе использовали кремнемолибденовую кислоту. Колориметрирование производили на спектрофотометре СФ-16 при  $\lambda = 413 \text{ нм}$  и чувствительности метода  $2 \cdot 10^{-1} \text{ мг/л SiO}_2$ . Окрашивающим компонентом для определения алюминия служил яркочерный лак, образующийся при взаимодействии солей алюминия с алюминоном (аммонийная соль аурино-трикарбоновой кислоты). Колориметрирование проводили на СФ-16 при длине волны  $\lambda = 530 \text{ нм}$ .

Оксид железа находили путем пересчета из закисной формы, определяемой колориметрическим способом по реакции с органическим реагентом  $\alpha$ - $\alpha_1$  (дипиридилон), образующим в интервале  $\text{pH} = 3,5 \div 8,5$  с солями двухвалентного железа растворяющееся в воде комплексное соединение, окрашенное в красный цвет. Колориметрирование производили на СФ-16 при длине волны  $\lambda = 522 \text{ нм}$ . Оксид кальция и оксид магния определяли трилонометрическим методом. Сначала в растворе измеряли суммарное содержание ионов  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$  титрованием с индикатором ЕТ-00 при  $\text{pH} = 10$  до окрашивания раствора в фиолетовый или голубой цвет, а затем в другой аликвотной части определяли содержание ионов  $\text{Ca}^{2+}$  титрованием триноном с индикатором мурексидом при  $\text{pH} = 10$  до перехода окраски из розовой в сиреневую. После этого из суммарного объема трилона вычитали объем кальция, пошедший на титрование, и рассчитывали содержание в растворе  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$ . Чувствительность метода  $3 \text{ мг/л CaO}$  и  $\text{MgO}$ .

Содержание в растворе натрия и калия определяли на пламенном фотометре ФПФ-56, чувствительность метода  $2 \cdot 10^{-1} \text{ мг/л K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ .

В ряде опытов при определении растворимости минералов по потере веса использовался экзоклав системы Сыромятникова с объемом рабочей камеры  $1 \text{ см}^3$  и микроавтоклавы, а в первых опытах с протоком — реактор с объемом рабочей камеры до  $15 \text{ см}^3$ . Полученные при экспериментальных исследованиях результаты изложены ниже.

## ПЕРЕНОС В ФОРМЕ ПРОСТЫХ ИОНОВ

### НЕЙТРАЛЬНАЯ СРЕДА

Опыты по изучению растворения настурана в дистиллированной воде в условиях высоких температур и давлений проводились на экзоклаве с малым реактором, в проточном экзоклаве и в автоклаве со вкладышами.

На экзоклаве с малым реактором опыты ставились с методической целью — выяснить возможность установления величины растворимости по убыли навески. Всего было проведено 15 опытов при температурах  $350\text{—}375^\circ \text{C}$  и давлении  $500 \text{ кг/см}^2$ . Вес исходной навески колебался в пределах  $40\text{—}50 \text{ мг}$ , время опытов — от получаса до 6 ч. Было выяснено, что при этих температурах и давлении растворение в основном происходит в течение первого часа. Увеличение продолжительности опыта до 6 ч не влияет практически на эту величину.

Необходимость применения малого объема реактора ( $1 \text{ см}^3$ ) с целью получения возможно более высоких температур при высоком давлении обычно не позволяет производить химический анализ столь малых количеств насыщенного раствора. Кроме того, возникают большие трудности по сохранению и извлечению раствора из реактора.

Методика определения растворимости на аппаратуре с малым объемом реактора заключается в учете изменения веса минерала до и после опыта. Количество растворителя (воды) вычислялось на основании табличных данных по удельным объемам для чистой воды и рабочего объема реактора, замеряемого с достаточной точностью посредством взвешивания заполняющей его ртути. Полученные экспериментально данные позволяют определить растворимость по формуле

$$\delta = 0,1 \frac{\Delta\omega}{V} \bar{V}_{\text{H}_2\text{O}} [\text{г минерала}/100\text{г H}_2\text{O}],$$

где  $\delta$  — растворимость минерала в весовых единицах;  $\Delta\omega$  — потеря веса минерала в мг;  $V$  — объем, занимаемый раствором в  $\text{см}^3$ ;  $\bar{V}_{\text{H}_2\text{O}}$  — удельный объем воды (методика Ф. В. Сыромятникова).

Минерал после сушки в вакууме до постоянного веса при температуре  $80\text{—}150^\circ \text{C}$  взвешивали на микровесах с точностью до шестого знака. Для уточнения объема раствора из измеренного рабочего объема каждый раз вычитали объем тигля и объем навески минерала. Последнюю вычисляли делением веса на сред-

ний удельный вес. Полученные данные о растворимости настурана превышают известные в литературе на два порядка. Потеря веса минерала вызвана, по-видимому, не его растворимостью, а растворимостью микровключений в нем, от которых нельзя избавиться путем отбора материала для опытов под бинокляром.

По данным люминесцентного анализа содержание урана в растворе из тигля было порядка 0,1—0,2 мг/л. Промывка реактора и тигля в децинормальном растворе горячей HCl показала, что во время опытов уран осаждается на стенках реактора и тигля скорей всего за счет восстановления его при реакции раствора с железом. При использовании для промывки 2 см<sup>3</sup> децинормального раствора HCl содержание урана после промывки в нем составило 0,5—0,8 мг/л, т. е. большая часть урана, перешедшего в раствор, осела на стенках реактора.

В проточном экзоклаве был проведен один суточный опыт в условиях загрязнения дистиллята железом при температуре 355° С и давлении 300 атм. В качестве источника урана использовали саксонский настуран.

Содержание урана в растворе на выходе колебалось в пределах 0,1—0,2 мг/л или  $(1-2) \cdot 10^{-4}$  г/л, в три раза ниже данных, полученных С. А. Брусиловским при нормальных температурах. После опыта исходный уранинит оказался покрытым «рубашкой» гидроокислов железа, так как он выступал окислителем по отношению к находящемуся в растворе железу.

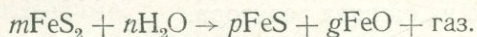
Наиболее сходны с известными в литературе данные о растворимости U<sup>6+</sup> при повышенных температурах (Брусиловский, 1958) были получены при исследовании растворимости трехоксида урана в микроавтоклавах (сосуды объемом 5 см<sup>3</sup>). При 100° С растворимость трехоксида урана составляла величину порядка 2,5 мг/л ( $2,5 \cdot 10^{-3}$  г/л).

Исходя из полученных данных, можно сделать вывод, что повышение температуры растворов не приведет к резкому увеличению концентрации в них урана.

#### КИСЛАЯ СРЕДА

В кислой среде было проведено девять опытов с децинормальным и нормальным раствором HCl в условиях перепада температур. Источником урана служил концентрат ураноносного песчаника, в качестве восстановителя использовались магнетит, пирит и роговая обманка. Изменения материала после опытов выразились в следующем. Угловатые обломки кварца остались неизменными, однако покрылись бурым и желтым налетом гидроокислов железа. Этот налет более интенсивный в области высоких и менее интенсивный в области низких температур. В ураноносном песчанике исчезли гидроокислы железа. Магнетит и роговая обманка в области температур 350—280° С приобрели буроватый и красноватый оттенки за счет развития по ним гидроокислов железа. Наибольшие изменения испытывает пирит,

находящийся в области температур 350—285° С. Монокристаллическая масса в разной степени превратилась в порошок черно-бурого цвета и в ассоциации с ней наблюдается обильная россыпь кристаллов таблитчатой формы. Таблички плоские, шестигранные, с хорошим развитием граней (0001) и (1010) (границы пинакоида и призмы). Цвет табличек бронзово-желтый с бурой побелостью. Материал магнитный. По всем признакам он может быть диагностирован как пирротин. Размер табличек — до 1 мм. О растворимости пирита в воде при высоких температурах и давлениях данных мало (Морей и Хессельгессер, 1951; Сыромятников, 1961). По данным Ф. В. Сыромятникова, пирит растворяется в воде инконгруэнтно. Взаимодействие его с водой можно выразить следующей реакцией.



Как видно из полученных нами данных, подобное разложение пирита наблюдается и в кислой среде, однако область устойчивости пирита резко сокращается. В водной среде пирит устойчив при температурах до 400° С, в кислой — он разлагается уже при температурах порядка 250° С. Интересен тот факт, что ураноносный песчаник, вблизи которого находится зона с пиритом, в отличие от других опытов интенсивно покрыт гидроокислами железа. Помимо пирротина, образовавшегося при разложении пирита в условиях кислой среды, в ходе опытов был получен еще ряд минералов. В опытах с нормальным раствором HCl, в области температур 500° С и в условиях слабого протока (понижение давления с 500 кг/см<sup>2</sup> до 375 кг/см<sup>2</sup> за 5 ч) выросли кристаллы фаялита до 0,35 мм в диаметре.

Судя по другому опыту, в котором существовали такие же условия протока, но температуры были более низкими, нижняя граница образования фаялита для этих условий — 360°. При более низких температурах уже образовывались гидрослюда. В качестве восстановителя урана в этих опытах использовалась роговая обманка.

Цементация кварца мелкозернистой массой, окрашенной гидроокислами железа в бурый цвет, наблюдалась на контакте его с магнетитом в области температур 280—290°. Белые налеты на контакте кварца с внутренней поверхностью капсулы встречены в интервале температур 355—250° С. Подобные факты свидетельствуют о повышении растворимости кварца на границе с роговой обманкой, магнетитом и железом.

Так как кварц в кислых средах устойчив, вероятно, наблюдаемые явления связаны с резкой сменой рН на границе этих сред в условиях высоких температур и давлений. Реакцией раствора с окружающей средой, по-видимому, объясняется и повышение рН в реакторе после опытов с 0—0,1 до 4,5—4,6.

К сожалению, по техническим причинам не удалось выполнить люминесцентные анализы всех растворов после опытов.

В проведенных трех определениях уран в растворе не был обнаружен. Промер колонки  $\beta$ -датчиком после опытов показал общее превышение активности над фоновой по всей длине колонки. При этом активность, превышающая фон в два раза, наблюдалась лишь в 70-часовом опыте с нормальным раствором HCl и была приурочена к пириту в области температур 179—280° и к кварцу, покрытому гидрооксидами железа из этого же интервала.

По данным люминесцентного анализа, содержание урана на поверхности этих образцов было: для кварца  $2,8 \cdot 10^{-2}$ , для пирита  $2,7 \cdot 10^{-3}$ %. В этом же опыте наблюдалось интенсивное развитие по урановому концентрату гидроокислов железа.

Во всех остальных опытах  $\beta$ -активность на поверхности кварца и минералов-осадителей лишь в незначительной степени превышала фон. При этом более высокая активность отмечалась преимущественно на поверхности минералов-восстановителей (пирита, магнетита, роговой обманки). Активность уранового концентрата после опытов оставалась во всех случаях неизменной.

Полученные в результате экспериментов данные позволяют сделать вывод, что при наличии в парагенезисе с ураном восстановителей он имеет малую подвижность при высоких температурах и давлениях даже в условиях сильно кислой среды.

#### ЩЕЛОЧНАЯ СРЕДА

В щелочной среде был проведен один суточный опыт. В качестве исходного раствора брали децинормальный раствор NaOH с  $pH=8,65$ . Опыт проводился в условиях перепада температур от 355 до 187° С при давлении 500 кг/см<sup>2</sup>. Видоизменение материала в капсуле после опыта выразилось в следующем. В высокотемпературной (355—250° С) области обломки кварца были превращены в плотно сцементированные корочки белого цвета, которые, соединяясь между собой, образовали ячеистую структуру. Корочки непрозрачные с дендритовыми налетами по краям. Ураноносный песчаник по сравнению с исходной разностью отличается отсутствием гидроокислов железа. Сульфиды и окислы урана не изменены. Сам песчаник сцементирован тем же мелкозернистым материалом, что и корочки кварца. При температуре 257° С внешне не измененным остался сцементированный тем же белым налетом магнетит. При переходе в область температур вблизи 220° С корочки кварца заменяются полупрозрачными, угловатыми обломками в мелкозернистой, белой цементной массе. В области температур 220° магнетит также не изменяется и сцементирован слабо. Обломки кварца прозрачные, без видимых изменений, слабо сцементированные мелкозернистой белой массой.

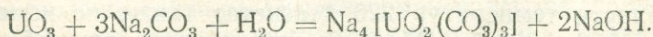
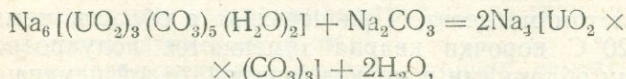
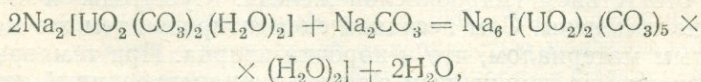
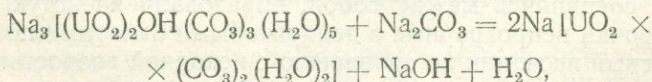
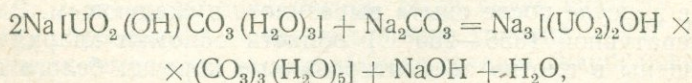
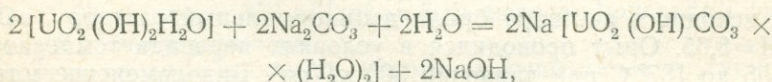
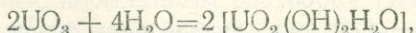
Раствор после опыта имел несколько повышенное значение  $pH=9,25$ . Содержание урана в нем, по данным люминесцентного

анализа, равнялось 0,5 мг/л. Радиоактивность, измеренная β-датчиком после опыта по всей колонке не превышала фоновой. Радиоактивность ураноносного песчаника осталась прежней.

#### ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ АКТИВИЗАЦИИ, ПЕРЕНОСА И ОСАЖДЕНИЯ УРАНА В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ КАРБОНАТНЫХ РАСТВОРАХ

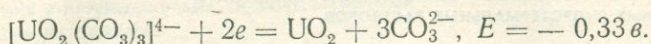
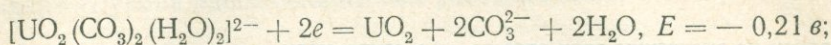
Характер минеральных ассоциаций на гидротермальных и метасоматических месторождениях урана позволяет основным компонентом растворов считать уголекислоту и рассматривать уранил-карбонатные ионы как наиболее реальные формы переноса урана. Экспериментально доказанная устойчивость этих соединений при высоких температурах и давлениях подтверждает такое мнение.

Трикарбонатуранил  $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{4-}$  является координационно насыщенным по отношению к карбонату и преобладает в растворе при большом избытке ионов  $\text{CO}_3^{2-}$ . Уменьшение концентрации ионов  $\text{CO}_3^{2-}$  обуславливает постепенный переход к комплексному иону диакводикарбонатуранилу  $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2(\text{H}_2\text{O})_2^{2-}$  и далее к разрушению комплексных ионов. Как формирование, так и разрушение комплексного иона, по данным И. И. Черняева, является сложным процессом и протекает в несколько стадий (Комплексные соединения урана. Под ред. И. И. Черняева. «Наука», М., 1964).



Очень важное свойство комплексных ионов — изменение окислительно-восстановительного равновесия  $\text{U}^{4+} \text{—} \text{U}^{6+}$  в зависимости от изменения концентрации ионов  $\text{CO}_3^{2-}$ . Если стандартный потенциал системы  $\text{UO}_2^{2+} + 2e = \text{UO}_2$  равен 0,22 в (В. Маккелви,

Д. Эверхарт, Р. Гаррелс), то для карбонатных комплексов значение стандартного потенциала будет намного ниже (Л. Мак-Клейн, Е. Баллвинкаль, Дж. Хьюггинс):

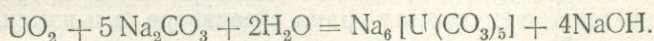


Отсюда видно, что восстановить шестивалентный уран, находящийся в карбонатном комплексе, до четырехвалентного значительно труднее, чем простые ионы уранила.

Для восстановления урана из карбонатного комплекса требуются гораздо более низкие окислительно-восстановительные потенциалы. Чем больше концентрация ионов  $\text{CO}_3^{2-}$  при одном значении рН, тем труднее восстановить уран, находящийся в карбонатном растворе.

Четырехвалентный уран в карбонатных растворах также образует комплексные ионы. Совпадение спектральных характеристик раствора и взвеси твердой соли в минеральном масле дали возможность (Л. Мак-Клейн, Е. Баллвинкаль, Дж. Хьюггинс) предположить наличие в растворе комплексного иона  $[\text{U}(\text{CO}_3)_5]^{6-}$ .

Равновесие между  $\text{UO}_2$  и карбонатными комплексами четырехвалентного урана может быть представлено в общем виде уравнением



Проведенные Г. Б. Наумовым несколько опытов для изучения растворимости  $\text{U}(\text{OH})_4$  в 0,4 н. растворе  $\text{NaHCO}_3$  (при температуре 150 и 200° С и давлении 500 кг/см<sup>2</sup>) показали незначительную устойчивость карбонатных комплексов  $\text{U}^{4+}$  при повышенных температурах. Уран в растворе не был обнаружен.

Интересными являются экспериментальные работы Ф. В. Сыромятникова и И. П. Иванова, посвященные растворимости урановых минералов. Они изучали растворимость урановых минералов в сложных растворах, представляющих смесь  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  и  $\text{NaCl}$ , в связи с процессами щелочного метасоматоза. При этом было установлено, что уранинит растворяется при температурах 500, 600, 700 и 800° С. Поскольку растворимость уранинита определялась по потере веса исходной навески, то в условиях опыта, когда происходило разрушение решетки уранинита с выделением радиогенного свинца, полученная величина могла оказаться завышенной.

Для исследования растворимости уранинит брали в парагенезисе с магнетитом и щелочными амфиболами, наличие их могло привести к окислению части  $\text{U}^{4+}$  и к миграции в раствор уже  $\text{U}^{6+}$ . Таким образом, полученные этими авторами данные, хотя и представляют большой интерес, нуждаются в проверке.

При низких значениях  $Eh$   $UO_3$  переходит в  $UO_2$ . При одинаковых значениях  $Eh$  восстановление происходит тем сильнее, чем выше температура.

**ОПЫТЫ ПО ВЫЯСНЕНИЮ РОЛИ СОСТАВА, pH И ТЕМПЕРАТУРЫ  
КАРБОНАТНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ**

Серии опытов показали существенное влияние состава и температуры гидротермальных карбонатных растворов на концентрацию в них урана. Было установлено, что при температуре  $200^\circ C$  наибольшей способностью переносить уран характеризуются  $0,5 M$  растворы  $KHCO_3$ . Концентрация в них урана равна  $3000 \text{ мг/л}$ . Почти такие же содержания ( $2150 \text{ мг/л}$ ) обнаружены в  $0,5 M$  растворе  $K_2CO_3$ . Вдвое меньшие концентрации ( $1059 \text{ мг/л}$ ) урана были установлены в  $0,5 M$  растворе  $NaHCO_3$  и еще более низкие ( $680 \text{ мг/л}$ ) — в растворе  $Na_2CO_3$ .

Повышение температуры до  $300^\circ C$  вызвало общее понижение концентрации урана в растворе, однако не изменило относительной устойчивости его в карбонатных растворах различного состава. Наиболее высокие концентрации урана, равные  $2500 \text{ мг/л}$ , определены в  $0,5 M$  растворе  $KHCO_3$  и в  $0,5 M$  растворе  $K_2CO_3$  —  $965 \text{ мг/л}$ ; более низкие — в  $0,5 M$  растворе  $NaHCO_3$  —  $380 \text{ мг/л}$  и в  $0,5 M$  растворе  $Na_2CO_3$  —  $110 \text{ мг/л}$ .

При температуре  $400^\circ C$  наблюдается уже не только дальнейшее понижение содержания урана в растворе, а и изменение его относительной устойчивости в зависимости от состава. В этих условиях наибольшие концентрации характерны для  $0,5 M$  раствора  $KHCO_3$  —  $1000 \text{ мг/л}$ , для  $0,5 M$  раствора  $NaHCO_3$  —  $130 \text{ мг/л}$ . В  $0,5 M$  растворе  $Na_2CO_3$  они понижаются до  $22,6 \text{ мг/л}$ , а в  $0,5 M$  растворе  $K_2CO_3$  — до  $11,5 \text{ мг/л}$ .

Проведенные данные свидетельствуют о более высокой устойчивости урана в растворах кислых солей. Лишь повышение температуры до  $500^\circ C$  снижает концентрацию урана в растворах до  $0,9$ — $1,2 \text{ мг/л}$ , при  $600^\circ C$  она становится равной  $0,6$ — $0,88 \text{ мг/л}$ .

Уменьшение концентрации урана в растворах с повышением температуры мы объясняем расслоением раствора на жидкую и газовую фазы, переходом в газовую фазу  $CO_2$ , повышением щелочности жидкой фазы и разрушением уранил-карбонатного комплекса.

Касааясь стойкости уранил-карбонатных комплексов в карбонатных растворах с высокими значениями pH, следует отметить, что в  $0,5 M$  растворах при температуре  $200$  и  $300^\circ C$  высокие значения pH не препятствуют переносу в них высоких концентраций урана. Так, для калийкарбонатных растворов с наиболее высокими значениями pH ( $10,4 \div 10,55$ ) характерны и наиболее высокие концентрации урана.

С повышением температуры до  $400^\circ C$  концентрации урана в растворах зависят от щелочности последних. Наиболее высокие

характерны для раствора кислой соли калия и натрия, наиболее низкие (на целый порядок) — для растворов карбоната натрия и калия. При этом раствор менее щелочного элемента — натрия содержит урана вдвое больше, чем раствор калия.

#### РОЛЬ ДАВЛЕНИЯ В ПЕРЕНОСЕ УРАНА ГИДРОТЕРМАЛЬНЫМИ КАРБОНАТНЫМИ РАСТВОРАМИ

Для выяснения роли давления при переносе урана гидротермальными карбонатными растворами была выполнена серия опытов с 0,5 М раствором  $\text{NaHCO}_3$  при температуре  $300^\circ\text{C}$  и давлениях 100, 200, 300, 400, 500  $\text{кг/см}^2$  (рис. 6). На графике видно,

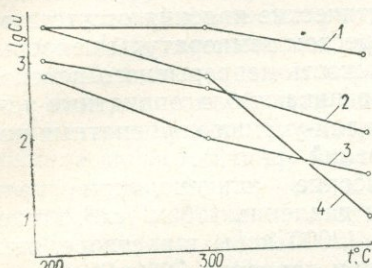


Рис. 5. Зависимость содержания урана от состава карбонатных растворов ( $P=300 \text{ кг/см}^2$ ; все растворы 0,5 н.):  
1 —  $\text{KHCO}_3$ , 2 —  $\text{K}_2\text{CO}_3$ , 3 —  $\text{NaHCO}_3$ , 4 —  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ .

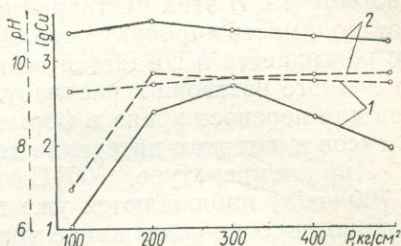


Рис. 6. Зависимость концентрации урана от давления при постоянной температуре ( $t=300^\circ\text{C}$ ) в 0,5 н. растворе:  
1 —  $\text{NaHCO}_3$ , 2 —  $\text{KHCO}_3$ .

что изменение давления в интервале 100—200  $\text{кг/см}^2$  оказывает значительное влияние на концентрацию урана и изменение pH раствора на выходе.

Исходное pH 0,5 М раствора  $\text{NaHCO}_3$ , равное 9,25, при давлении 100  $\text{кг/см}^2$  понижается до 6,65; концентрация урана в растворе при этих параметрах составляет 15  $\text{мг/л}$ . При увеличении давления до 200  $\text{кг/см}^2$  pH раствора увеличивается до 10, а содержание урана до 340  $\text{мг/л}$ . Дальнейшее повышение давления до 300  $\text{кг/см}^2$  приводит к снижению pH раствора до 9,9 и к увеличению концентрации урана в растворе до 610  $\text{мг/л}$ . В пределах давлений 400—500  $\text{кг/см}^2$  pH раствора остается неизменным, а концентрация урана в растворе немного понижается — до 490  $\text{мг/л}$  при давлении 400  $\text{кг/см}^2$  и 150  $\text{мг/л}$  при давлении 500  $\text{кг/см}^2$ .

Таким образом, из приведенных данных видно, что максимально благоприятные условия для переноса урана в 0,5 М растворе  $\text{NaHCO}_3$  при температуре  $300^\circ\text{C}$  возникают при давлении 300  $\text{кг/см}^2$ .

Повышение и понижение давления при этой температуре приводит к уменьшению концентрации урана в растворе. Резкий скачок содержания урана в растворе между 100—200  $\text{кг}/\text{см}^2$  объясняется, по нашему мнению, расслаиванием раствора. Соотношения возникающих фаз в системе карбонат натрия — вода, приведены в работах М. И. Равич и Ф. Е. Боровой (Хитаров, 1967). Из тяжелой фазы в легкую углекислота переходит в результате гидролиза карбонатных соединений. Обогащение газовой фазы кислотными компонентами выражается в понижении рН исходного раствора до нейтрального (конденсат после опыта). Возникают неблагоприятные условия для образования комплексных уранил-карбонатных соединений.

Иная картина получается при работе с калийкарбонатными растворами. В этих растворах критические явления отсутствуют, растворимость карбоната калия с ростом температуры непрерывно повышается и создается возможность непрерывного перехода от водного раствора к расплаву. Возникают благоприятные условия для переноса урана в форме калий-уранил-карбонатных комплексов в широком интервале давлений (рис. 6).

При температуре 300°С высокие концентрации урана (1700  $\text{мг}/\text{л}$ ) наблюдаются уже при давлении 100  $\text{кг}/\text{см}^2$ . Максимально высокое содержание урана (3000  $\text{мг}/\text{л}$ ) в растворе, как и в опытах с кварцем, установлено при давлении 300  $\text{кг}/\text{см}^2$ .

На основании проведенных опытов можно сделать следующие выводы.

1. Экспериментальные исследования переноса урана гидротермальными карбонатными растворами указывают на зависимость концентрации урана в растворах от их состава в пределах температур 200—300°С. Наиболее высокие концентрации характерны для калиевых карбонатных растворов, более низкие — для растворов карбоната натрия.

2. При повышении температуры до 400°С содержание урана в растворе зависит от его щелочности. Концентрации урана порядка сотни миллиграмм на литр имеют растворы бикарбоната натрия, первых десятков миллиграмм на литр — карбоната натрия и единиц — десятка миллиграмм на литр — карбоната калия.

3. Существенное влияние на концентрацию урана в растворе оказывает давление. Понижение его до 100  $\text{кг}/\text{см}^2$  вызывает при температуре 300°С в натриево-карбонатных растворах образование газовой фазы, обогащенной углекислотой, вследствие гидролиза карбонатных соединений. Концентрация урана в этих условиях падает до десятка миллиграмм на литр. В калиевых карбонатных растворах влияние давления не столь значительно. Наиболее благоприятные условия для миграции урана при температуре 300°С в натриевых и калиевых растворах возникают при давлении 300  $\text{кг}/\text{см}^2$ .

Для изучения осадительной способности пород и отдельных минералов мы провели серию опытов с урансодержащими 0,5 и 1 н. растворами бикарбоната натрия, которые при температурах 200, 300, 400° С и давлении 300 кг/см<sup>2</sup> реагировали с роговой обманкой, пиритом, магнетитом, эгирином, куммингтонитовым сланцем, кварцем, альбитом и доломитом.

Для получения специализированного урансодержащего раствора лодочка со свежеприготовленной UO<sub>3</sub> помещалась перед лодочкой с исследуемой породой или минералом в области одинаковой температуры. Реактор экзоклава нагревался до заданной температуры, после чего в него нагнетался раствор и вентилем устанавливался слабый проток (порядка 2—3 см<sup>3</sup>/час). Содержание урана в растворе на выходе определялось люминесцентным методом на приборе ЛЮФ-57 в радиометрической лаборатории ИГФМ АН УССР. При изучении взаимодействия урансодержащих растворов с породами и минералами в момент перехода урана в раствор порошок UO<sub>3</sub> перемешивался с исследуемой

породой или минералом, реактор нагревался до заданной температуры, после чего в него закачивали раствор.

Для определения содержания урана собирались небольшие порции раствора через 1, 3, 6 и 10 ч. Уран, как и в первой группе опытов, определяли люминесцентным методом. В опытах использовали порошки пород и мономинеральные фракции с размером зерен 0,5—1 мм. До и после опыта проводилось изучение минералов и пород под биноклем и микроскопом в иммерсионных жидкостях. Для диагностики ряда новообразований использовался рентгеноструктурный анализ.

Помимо основных серий опытов, данные которых выражены графически на рис. 7—8, были проведены холостые опыты по изучению растворимости UO<sub>3</sub> в отсутствие пород и минералов, при разных размерах рабочей камеры реактора.

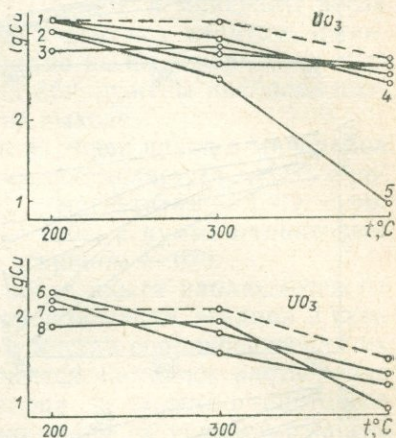


Рис. 7. Изменение содержания урана в растворе при одновременном растворении UO<sub>3</sub>, пород и минералов при различной температуре и постоянном давлении ( $P = 300 \text{ кг/см}^2$ ; 1 н. раствор  $\text{NaHCO}_3$ ):

- 1 — магнетит, 2 — куммингтонитовый сланец, 3 — эгирин, 4 — роговая обманка, 5 — пирит, 6 — альбитит, 7 — кварц, 8 — доломит.

Было установлено, что уменьшение рабочей камеры реактора приводит к уменьшению содержания урана в растворе. Этим

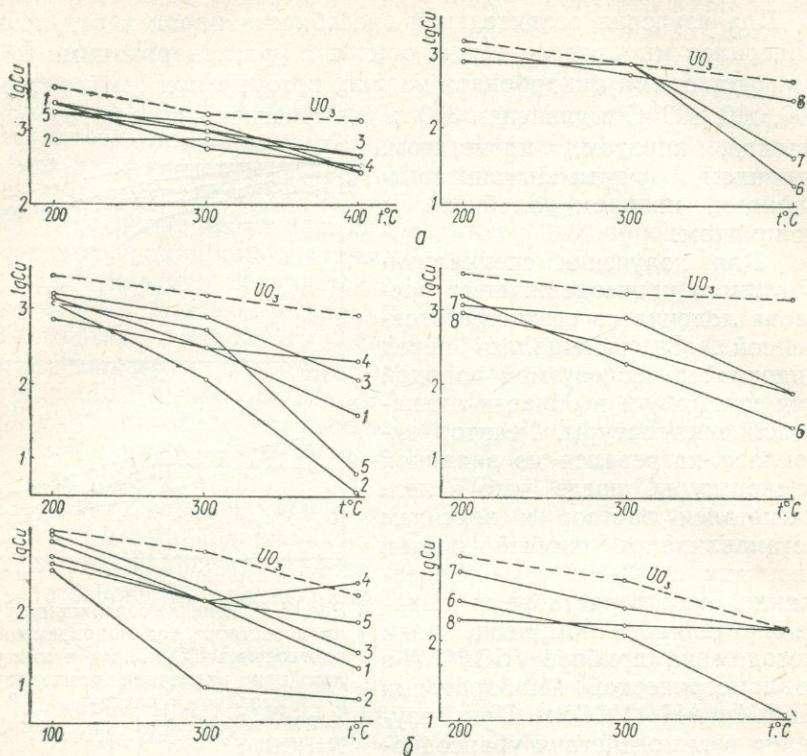


Рис. 8. Изменение содержания урана в растворе при одновременном растворении  $UO_3$  пород и минералов в 0,5 н. растворе  $NaHCO_3$  (а) и при прохождении раствора над породами и минералами (б) при различной температуре и постоянном давлении ( $P=300$  кг/см<sup>2</sup>): (Верхние два графика позиции б — 1 н. раствор  $NaHCO_3$ , нижние — 0,5 н. раствор).

1 — роговая обманка, 2 — пирит, 3 — магнетит, 4 — эгирин, 5 — куммингтонитовый сланец, 6 — кварц, 7 — альбит, 8 — доломит.

объясняются различные содержания урана в холостых опытах по совместной растворимости и осаждению, проведенных при одинаковой температуре.

#### Опыты с 1 н. раствором $NaHCO_3$

Опыты с концентрированными 1 н. растворами  $NaHCO_3$  показали, что уран в них находится в устойчивом состоянии в области температур 200—300° С, и даже наличие в породах и минералах элементов-восстановителей не способно вызвать его осаждения из раствора.

При температуре 200°С концентрация урана в растворе, после прохождения урансодержащих карбонатных растворов над породами и минералами, составляет (в мг/л): в опытах с кварцем — 3080, с доломитом — 2400, с альбитом — 2220, с роговой обманкой — 1920, куммингтонитовым сланцем — 690, с магнетитом — 900, с эгирином — 780, с пиритом — 670. В холостом опыте (без введения в реактор пород и минералов) концентрация урана на выходе составляет 3080 мг/л. Породы и минералы после опытов остались без изменений, лишь в опытах с пиритом, эгирином и магнетитом наблюдается развитие на их поверхности гидроокислов железа. В этих же опытах обнаружены наиболее низкие концентрации урана в растворе на выходе.

При изучении активизации урана из смеси пород и минералов с  $UO_3$  концентрация урана в растворе составляет (в мг/л): с доломитом — 1644, с альбитом — 1420, с магнетитом — 1389, с роговой обманкой — 1270, с пиритом — 1107, с куммингтонитовым сланцем — 1000, с кварцем — 870, с эгирином — 670.

Развитие гидроокислов железа после опыта наблюдается по поверхности пирита, магнетита, роговой обманки, эгирина и куммингтонитового сланца в основном в местах соприкосновения их с порошком  $UO_3$ . Кроме того, отмечается частичное растворение зерен кварца и выщелачивание кварца из куммингтонитового сланца. Как в опытах по осаждению урана из урансодержащих карбонатных растворов, так и в опытах по изучению активизации урана из смеси  $UO_3$  с породами и минералами вновь образованных урановых минералов не обнаружено, но наблюдается интенсивная перекристаллизация поверхности порошка трехоксида урана. При этом возникают новообразования с хорошо выраженными кристаллографическими очертаниями. Наиболее характерные их формы — шестигранные призмы и бипирамиды, реже таблички. Цвет их изменяется от соломенно-желтого до зеленовато-желтого. Блеск стеклянный, реже алмазный; встречаются прозрачные, полупрозрачные и матовые разновидности. Размер отдельных зерен 0,5—1 мм. Под действием  $HCl$  они интенсивно вскипают и полностью разлагаются, что дает основание отнести соединение к группе карбонатов. Оптическое изучение кристалликов под микроскопом в иммерсионных жидкостях показало, что они одноосные, отрицательные, отчетливо плеохроируют от зеленовато-желтого цвета по  $n_g$  до бесцветного по  $n_p$ ; угасание прямое, удлинение положительное:  $n_g = 1,650 \pm 0,002$ ,  $n_p = 1530 \pm 0,002$ ,  $n_g - n_p = 0,120$ .

Видимо, во время опыта при перекристаллизации трехоксида урана образуется уранилкарбонатный комплекс. В большинстве опытов в местах соприкосновения порошка трехоксида урана со стенками лодочки образовался почковидный налет черного цвета со смолистым блеском. Рентгеноструктурный анализ этих новообразований дал картину, идентичную минералу ураниниту (табл. 2).

При температуре 300° С концентрация урана в растворе несколько понижается. Концентрация его на выходе после прохождения раствора над породами и минералами составляет (в мг/л): в опытах с кварцем — 1400, с доломитами — 1400, с куммингтонитовым сланцем — 1355, с альбитом — 1300, с магнетитом — 830, с роговой обманкой — 800, с пиритом — 720, с эгирином — 460. Как и при температуре 200° С, снижение концентрации урана в растворе сопровождается развитием гидроокислов железа по роговой обманке, магнетиту, пириту и эгирину. Новых минералов при этом не обнаружено. В опытах с куммингтонитовым сланцем наблюдается слабое выщелачивание в головной зоне кварца и развитие в следующей за ней зоне голубоватых налетов на куммингтоните. Рентгеноструктурный анализ этих налетов показал, что они состоят из смеси рибекита и магнетита (табл. 3).

Таблица 2. Данные рентгено-структурного анализа

Синтезированный уранинит		Уранинит, по В. И. Михееву	
I	d/n	I	d/n
10	3,227	6	3,112
7	2,709	5	2,698
9	1,915	8	1,917
9	1,636	8	1,634
3	1,563	2	1,564
3	1,354	2	1,358
6	1,242	4	1,246
6	1,210	4	1,213
7	1,105	5	1,113

Концентрация урана в холостом опыте (без введения в реактор пород и минералов) при температуре 300° С равна 1400 мг/л.

При активизации урана из смеси  $UO_3$  концентрация его в растворе на выходе равна (в мг/л): с кварцем — 1040, с роговой обманкой — 850, с альбитом — 700, с доломитом — 660, с эгирином — 630, с магнетитом — 460, с куммингтонитом — 430, с пиритом — 170. В холостом опыте концентрация урана в растворе 1600 мг/л.

Из новообразований следует отметить развитие в опытах с пиритом, куммингтонитовым сланцем, магнетитом и эгирином корочек и кустообразных налетов золотисто-красных гидроокислов железа. Детальное изучение под биноклем и микроскопом последних показало, что на их поверхности развита мельчайшая вкрапленность уранинита. В эгирине и куммингтоните вокруг корочек и кустообразных налетов развивается пограничная зона, в которой эти минералы разрушаются и становятся изотропными. Наиболее интенсивное развитие гидроокислов железа и налетов уранинита наблюдается в опытах с пиритом.

В опытах с куммингтонитовыми сланцами отмечается слабая рибекитизация зерен куммингтонита.

Проведенные опыты показывают, что при температуре 300° С уран в концентрированных карбонатных растворах находится в устойчивом состоянии, не осаждаваясь даже при контакте с породами и минералами, содержащими в своем составе элементы-восстановители (железо в закисной форме и сульфидную серу).

Вместе с тем при этой же температуре, в период мобилизации урана в раствор, вероятно, до формирования устойчивого уранил-карбонатного комплекса происходит его восстановление и осаждение в виде уранинита.

Таблица 3. Данные рентгеноструктурного анализа

Синтезированная смесь рибекита с магнетитом		По В. И. Михееву				Синтезированная смесь рибекита с магнетитом		По В. И. Михееву			
		магнетит		рибекит				магнетит		рибекит	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
9	8,4	1	4,27	10	8,42	2	1,738	1	1,174	6	1,504
3	5,0	3	(3,31)	8	4,51	2	1,719	1	(1,153)	2	1,458
4	4,5	6	2,99	4	3,34	5	1,684	4	1,119		
1	3,4	5	(2,807)	6	3,27	5	1,662	8	1,091		
2	3,27	10	2,541	10	3,13	7	1,613	6	1,047		
4	3,16	3	2,428	5	2,81	4	1,594				
9	2,98	3	(2,310)	9	2,72	1	1,540				
2	2,90	7	2,098	3	2,60	6	1,488				
4	2,76	2	(1,884)	3	2,54	1	1,440				
4	2,71	4	(1,785)	2	2,38	3	1,398				
6	2,58	5	1,710	3	2,33	1	1,328				
10	2,52	2	1,632	5	2,18	3	1,264				
1	2,33	9	1,612	4	2,03	1	1,197				
1	2,27	9	1,479	5	1,809	1	1,161				
3	2,18	2	1,411	2	1,684	1	1,105				
2	2,13	3	1,325	6	1,661	6	1,094				
3	2,04	5	1,277	3	1,639	4	1,054				
1	1,842	2	1,264	6	1,619	2	1,023				
1	1,794	3	(1,209)	2	1,594						

Как и при температуре 200° С, наблюдается перекристаллизация поверхностного слоя трехоксида урана с образованием кристаллов аналогичной формы, структуры и состава, а также восстановление урана и образование уранинита на контакте порошка трехоксида урана со стенками лодочки. Повышение температуры до 400° С приводит к резкому уменьшению концентрации урана в растворе. После прохождения растворов над породами и минералами концентрация урана в них равна (в мг/л): при опытах с доломитом — 695, с магнетитом — 340, с роговой обманкой — 320, с пиритом — 305, с эгирином — 250, с куммингтонитовым сланцем — 155, с альбитом и кварцем — 100. В холостом опыте концентрация урана в растворе равна 1059 мг/л. При этой же температуре в опытах по мобилизации урана из смеси UO<sub>3</sub> концентрация его в растворе равнялась (в мг/л): с куммингтонитовым сланцем — 380, с магнетитом — 320, с альбитом — 260, с эгирином — 250, с доломитом — 220, с роговой обманкой — 210, с

кварцем — 110, с пиритом — 9,3. В холостом опыте концентрация урана в растворе 410 мг/л. После прохождения урансодержащих растворов над породами и минералами и при мобилизации урана из смесей в большинстве опытов собственно урановых минералов не обнаружено. Примазки уранинита зафиксированы лишь в опытах с куммингтонитовыми сланцами. В динамических услови-

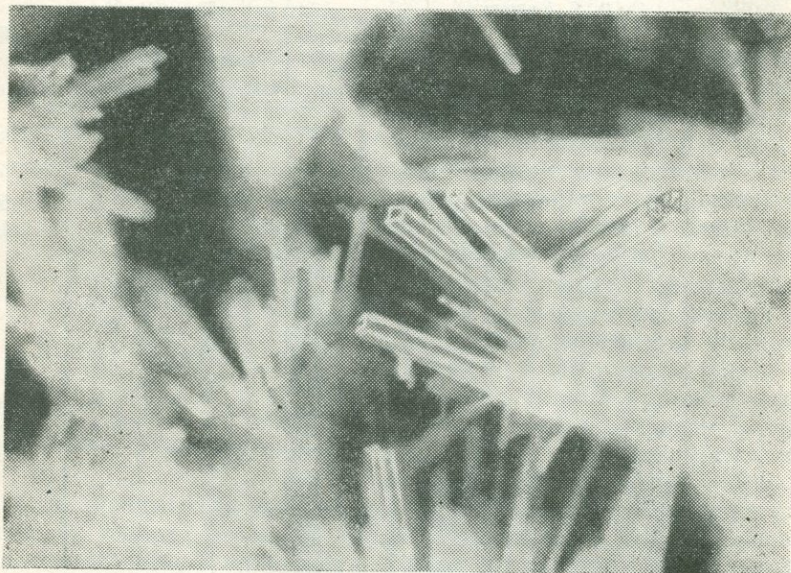


Рис. 9. Синтезированный силикат урана. Ув. 60.

ях они развиваются по зернам куммингтонита в головной зоне, характеризующейся интенсивным выщелачиванием кварца и развитием по куммингтониту рибекита. Интересные новообразования получены при изучении условий мобилизации и осаждения урана в опытах с кварцем. По всей длине лодочки угловатые обломки его сцементированы в плотный агрегат с ноздреватой поверхностью. В головной зоне на поверхности выросли радиальнолучистые агрегаты желтого и зеленовато-желтого цвета (рис. 9).

Детальное исследование этих агрегатов под микроскопом показало, что они состоят из игольчатых кристаллов, имеющих в поперечном срезе форму квадратов. Оптические свойства кристаллов:  $n_g \pm 1,574 \pm 0,002$ ;  $n_p = 1,570 \pm 0,002$ ; двупреломление низкое, погасание косое  $cn_g = 7^\circ$ ; удлинение положительное; сингония тетрагональная.

В ультрафиолетовых лучах кристаллики люминесцируют ярким желтовато-зеленым цветом. Спектрографический количе-

ственный анализ показал наличие в них 15% натрия, 30% урана, 10% кремния. Следов других элементов не обнаружено, что дает нам возможность диагностировать синтезированное соединение как силикат урана.

На роговой обманке, магнетите и эгирине наблюдаются примазки гидроокислов железа. На поверхности трехоксида урана образуется слой табличчатых и призматических кристаллов, аналогичных полученным во время опытов при температурах 200 и 300° С.

#### Опыты с 0,5 н. раствором $\text{NaHCO}_3$

В опытах с 0,5 н. раствором  $\text{NaHCO}_3$  картина переноса и мобилизации урана получается более сложной. При температуре 200° С концентрация урана в растворе после прохождения его над породами и минералами в опытах равна (в  $\text{мг/л}$ ): с роговой обманкой — 1441, с пиритом — 1200, с куммингтонитовым сланцем — 1200, с магнетитом — 1667, с эгирином — 1170, с альбитом — 1070, с кварцем — 1644, с доломитом — 1380. Концентрация урана в холостом опыте 1900  $\text{мг/л}$ . В этом случае собственно урановых минералов во время опыта не образуется. По пириту, куммингтонитовому сланцу и магнетиту отмечено развитие примазок гидроокислов железа, а в некоторых местах зерна покрыты плотной черной сильно магнитной корочкой. Остроугольные края кварца после опытов несколько сглажены, что свидетельствует о его слабом растворении.

Таким образом, в 0,5 н. растворе  $\text{NaHCO}_3$  уран при температуре 200° С находится в устойчивом состоянии и мигрирует без осаждения даже над породами и минералами, содержащими в своем составе элементы-восстановители.

Совсем иная картина получается при активизации урана из смеси  $\text{UO}_3$  с породами и минералами. Высокая концентрация урана в растворе (порядка 1059  $\text{мг/л}$ ) обнаружена лишь в холостом опыте, но она понижается (в  $\text{мг/л}$ ): в смеси  $\text{UO}_3$  с куммингтонитовым сланцем — до 460, с эгирином — до 430, с кварцем — до 330, с альбитом — до 320, с пиритом — до 320, с магнетитом — до 170, с доломитом — до 165, с роговой обманкой — до 135. На пирите наряду с гидроокислами железа обнаружены слабые налеты уранинита (рентгеноструктурный анализ). Повышение температуры до 300° С приводит к уменьшению содержания урана в растворе. После прохождения урансодержащего раствора над породами и минералами концентрация урана в нем равнялась (в  $\text{мг/л}$ ): для опытов с пиритом — 115, с магнетитом — 200, с кварцем — 230, с альбитом — 300, с эгирином — 310, с роговой обманкой — 350, с куммингтонитовым сланцем — 560, с доломитом — 850. Вновь образованные урановые минералы установлены во всех опытах за исключением опытов с доломитом. При этом по пириту и эгирину развиваются налеты тонкодисперсного ура-

нинита, включения уранинита обнаружены также в кустообразных налетах гидроокислов железа, развитых по роговой обманке, магнетиту и куммингтонитовому сланцу. В опытах с кварцем и альбитом в передовых зонах лодочки развиваются радиально-лучистые и шарообразные агрегаты игольчатых кристаллов силиката урана (рис. 9).

Из других минеральных новообразований следует отметить появление налетов рибекита в опытах с куммингтонитовым сланцем и гидроокислов железа в опытах с пиритом, разложение альбита на канкринит и изотропную массу ( $n=1,483$ ); одновременно наблюдается интенсивное выщелачивание кварца. Концентрация урана в холостом опыте равна 1600 мг/л.

Еще более низкие концентрации урана в растворе обнаружены при температуре 300°С в опытах по мобилизации урана в раствор из смеси  $UO_3$  с породами и минералами. Для опытов с пиритом они равны 10 мг/л, с кварцем — 62, с магнетитом — 120, с доломитом — 130, с роговой обманкой — 130, с эгирином — 140, с куммингтонитовыми сланцами — 160, с альбитом — 220 мг/л. При этом происходит образование уранинита с параллельным развитием по минералам-осадителям гидроокислов железа в опытах с пиритом, магнетитом, роговой обманкой, эгирином и куммингтонитовым сланцем, а в опытах с кварцем и альбитом силикатов урана.

Из других минеральных новообразований, как и в предыдущей серии опытов, отмечено развитие слабого налета рибекита по куммингтониту в куммингтонитовых сланцах с одновременным выщелачиванием кварца и разрушением альбита. Концентрация урана в холостом опыте для этой серии равна 380 мг/л.

При температуре 400°С концентрация урана в растворе еще больше понижается. Наиболее низкие его содержания обнаружены после прохождения урансодержащих растворов над пиритом — 2,4 мг/л, куммингтонитовым сланцем — 7, кварцем — 10 мг/л. В опытах с роговой обманкой концентрация урана в растворе возрастает до 38 мг/л, с альбитом — до 120, с магнетитом — до 130, с доломитом — до 135, с эгирином — до 180 мг/л. Концентрация урана в холостом опыте равна 130 мг/л.

Восстановление урана и осаждение его из раствора в виде уранинита наблюдается в опытах с пиритом, куммингтонитовым сланцем и роговой обманкой. Параллельно с этим на поверхности минералов-осадителей развиваются гидроокислы железа. Наиболее интенсивно процессы осаждения урана из раствора происходят в передовой по потоку зоне. В опытах с кварцем происходит образование силиката урана, аналогично полученному при температуре 300°С.

В этой серии опытов четко проявилось развитие рибекита по куммингтониту в основном в зоне, следующей за зоной выщелоченного кварца. В ней же находятся в парагенезисе с уранини-

том отдельные кристаллики силиката урана. Разрушение альбита сопровождается образованием канкринита.

Концентрация в растворе урана, мобилизованного при температуре  $400^{\circ}\text{C}$  из смеси  $\text{UO}_3$  с породами и минералами равна ( $\text{мг/л}$ ): в опытах с эгирином — 210, с доломитом — 130, с альбитом — 123, с куммингтонитовым сланцем — 70, с роговой обманкой — 50, с магнетитом — 25, с кварцем — 10, с пиритом — 7. В холостом опыте концентрация урана в растворе была  $130 \text{ мг/л}$ . При этом развивались гидроокислы железа с одновременным восстановлением и осаждением урана из раствора в опытах с пиритом, куммингтонитовым сланцем и магнетитом. В куммингтонитовом сланце отмечено также интенсивное выщелачивание кварца и образование в парагенезисе с уранинитом иголочек силиката урана, максимальное количество которого образуется в опытах с кварцем.

Альбит разрушается с образованием канкринита.

1. Опыты с 0,5 н. и 1 н. растворами  $\text{NaHCO}_3$  показали, что уран в них находится в устойчивом состоянии при температуре  $200^{\circ}\text{C}$  и даже наличие элементов-восстановителей не способно вызвать его осаждение из раствора, как в условиях контакта урансодержащих растворов с породами и минералами, так и во время мобилизации урана в раствор. Лишь в опытах по мобилизации урана из смеси  $\text{UO}_3$  с пиритом отмечены слабые налеты уранинита.

2. С повышением температуры до  $300^{\circ}\text{C}$  картина поведения урана в растворах бикарбоната натрия усложняется.

При взаимодействии 1 н. урансодержащих растворов  $\text{NaHCO}_3$  с породами и минералами собственно урановых и урансодержащих минералов не образуется вследствие устойчивого состояния урана в растворах. Однако в опытах по его мобилизации мелкая вкрапленность уранинита в парагенезисе с гидроокислами железа обнаружена на пирите, куммингтонитовом сланце, магнетите и эгирине.

В менее концентрированных — 0,5 н. урансодержащих растворах  $\text{NaHCO}_3$  новообразованные минералы наблюдались во всех опытах по осаждению и активизации урана за исключением опытов с доломитом. При этом в опытах с породами и минералами, содержащими в своем составе элементы переменной валентности, образуется уранинит, в опытах с кварцем и альбитом — силикат урана.

3. При температуре  $400^{\circ}\text{C}$  осаждение урана и образование уранинита наблюдается по куммингтонитовому сланцу, а силиката урана — в присутствии кварца — даже в концентрированном 1 н. растворе  $\text{NaHCO}_3$ . В среде 0,5 н. раствора  $\text{NaHCO}_3$  такие же минеральные изменения происходят уже при температуре  $300^{\circ}\text{C}$ .

4. Благоприятными для миграции и активизации урана являются температуры ниже  $300^{\circ}\text{C}$ .

Для установления характера метасоматической колонки и распределения в ней урановых минералов были проведены многосуточные опыты в вертикальных автоклавах с перепадом температур от 500 до 200° С при давлении 300 кг/см<sup>2</sup>. Использовался 0,5 н. раствор NaHCO<sub>3</sub> с концентрацией урана до 1000 мг/л, кварцево-биотитовый и куммингтонитовый сланцы.

Результаты опыта с кварцево-биотитовым сланцем указывают на расслоение раствора при этих условиях. В первой (высокотемпературной) области встречено стекло в виде отдельных капель среди чешуек биотита (температура 500° С). В области температур 400—450° С наблюдается образование по биотиту мусковита и гидрослюд. На отдельных обломках биотитового сланца в области температур 400—420° С, а также на стенках капсулы появились коричневые с переходом в черные кристаллики и корочки со смолистым блеском. Под микроскопом последние представляют собой тонковолокнистые агрегаты кристалликов игольчатой формы, образующих сферолиты. В проходящем свете они имеют темно-желтый цвет, не плеохроируют. Интерференционная окраска яркая, двупреломление высокое ( $n_g=1,850$ ). По рентгенограмме соединение диагностировано как диуранат натрия.

Область температур 300—400° С характеризуется интенсивным выщелачиванием кварца. В нижней части ее обнаружены новообразования альбита, а по всей области радиальнолучистые агрегаты силиката урана зеленовато-желтого цвета. На границе области, в интервале температур 400—420° С происходит интенсивное накопление окиси натрия, что указывает на неустойчивость натрия во флюидной фазе при температурах выше 400° С и давлении 300 кг/см<sup>2</sup>. В верхней, низкотемпературной области (интервал температур 200—300° С) порода существенных изменений не претерпела.

Подобные результаты были получены и в опытах с куммингтонитовым сланцем. В отличие от опыта с кварцево-биотитовым сланцем здесь в высокотемпературной области отмечено интенсивное окварцевание породы, сопровождающееся разрушением темноцветных минералов с образованием магнетита. На границе высокотемпературной и среднетемпературной областей наиболее интенсивно проявился процесс рибекитизации породы, в этой зоне и немного выше — в зоне выщелачивания обнаружены новообразования уранинита.

Характер происходящих в зонах минеральных преобразований хорошо устанавливается при разделении отобранного из зон материала на магнитную, легкую и тяжелую фракции (табл. 4). Из таблицы наглядно видно возрастание процентного содержания магнетита и исчезновение тяжелой фракции в зоне окварцевания, а также резкое увеличение тяжелой фракции в зоне вы-

щелачивания. Приведенные результаты многодневных опытов свидетельствуют об ограниченной возможности переноса рудных и породообразующих элементов флюидами при определенных температурах и давлениях. По нашим данным, для давления  $300 \text{ кг/см}^2$  такой температурой является величина порядка  $500^\circ \text{C}$ . Сбрасыванием щелочей и кремнезема обусловлены процессы ощелачивания и окварцевания пород. Следовательно, давление также может обусловить определенную зональность метасоматитов, однако такая зональность обычно имеет обратный порядок по сравнению с температурной.

Рассматривая геологическую обстановку в период формирования месторождений, можно предположить, что давление играло существенную роль в процессе формирования метасоматической зональности. Этот вывод обусловлен данными о составе газовой-жидких включений, указывающими на наличие углекислоты в качестве основного компонента флюидов.

Развитие процессов карбонатизации должно привести к резкому падению парциального давления углекислоты вследствие связывания ее в породах и к общему уменьшению давления флюида. Уменьшение давления в этом случае будет происходить на фоне постоянной температуры, что вызовет пересыщение флюида целым рядом компонентов.

Исходя из экспериментальных данных можно предположить, что наиболее устойчивыми окажутся соединения кремнезема. В этом случае кварцевый метасоматоз должен во времени сменить карбонатный, что и наблюдается в действительности.

### Многосуточные опыты

Для выяснения влияния времени на устойчивость урана в  $0,5 \text{ н.}$  растворе  $\text{NaHCO}_3$ , имеющем концентрацию урана порядка  $2100 \text{ мг/л}$ , были проведены недельные опыты в микроавтоклавах (объем  $10 \text{ см}^3$ ) при температуре  $115^\circ \text{C}$  и давлении  $180 \pm 20 \text{ кг/см}^2$ .

Мы ставили перед собой задачу изучить характер взаимодействия ураноносных растворов с породами и минералами в условиях их длительного контакта. В опытах использовались пирит,

Таблица 4. Соотношения магнитной, легкой и тяжелой фракций различных температурных зон после взаимодействия куммингтонитового сланца с карбонатным раствором

Зона	Фракция, вес. %		
	магнитная	легкая	тяжелая
Верхняя (низкотемпературная)	2,854	43,2	—
Средняя (зона выщелачивания)	1,7	6,991	4
Нижняя (высокотемпературная)	13,386	7	—

куммингтонитовый сланец, биотитовый сланец, эгирин, кварц, доломит, рибекит, альбит и магнетит. Было установлено, что при данных температурах и давлениях урановые минералы не образуются, уран в растворе находится в устойчивом состоянии и концентрация его в растворе до и после опыта не изменяется.

#### **ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ РОЛИ УГЛЕКИСЛОТЫ В ФОРМИРОВАНИИ УРАНОНОСНЫХ РАСТВОРОВ**

Изучение включений в минералах метасоматитов показало, что преобладающей фазой в них является углекислота. Количество ее достигает 75—85 вес. % включений. В настоящее время по данным экспериментальных работ можно предположить, что наличие во включениях углекислоты не случайно, а именно она играет решающую роль в формировании растворов, способных транспортировать уран. Наличие ее приводит к резкому увеличению растворимости щелочных и щелочноземельных металлов. Так, в опытах по растворимости базальта в воде при повышенных температурах (Jiyama, 1961) введение дополнительных количеств углекислоты вызвало увеличение растворимости  $\text{Na}_2\text{O}$  при  $200^\circ\text{C}$  с 17 до 50 мг/л ( $P_{\text{H}_2\text{O}}=15$  атм,  $P_{\text{CO}_2}=8$  атм), а при  $400^\circ\text{C}$  с 95 до 150 мг/л ( $P_{\text{H}_2\text{O}}=790$  атм,  $P_{\text{CO}_2}=13$  атм). Концентрация  $\text{CaO}$  в растворе при  $200^\circ\text{C}$  увеличилась с введением углекислоты с 3 до 31 мг/л. Исследуя растворимость ряда твердых веществ при  $500^\circ\text{C}$  и давлении 1000 бар, Г. Мори установил, что по сравнению с водным раствором растворимость  $\text{CaCO}_3$  повышается в смеси, содержащей 7 вес. %  $\text{CO}_2$  с 120 до 940 частей на миллион,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в той же смеси — с 80 до 230 частей на миллион. При растворении силикатов материал, выносимый в виде пара, состоял почти нацело из  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2$ , а алюминий накапливался в оставшейся при разложении части вещества.

В проведенных опытах мы старались воспроизвести общую модель формирования ураноносных растворов в зависимости от наличия в составе флюида углекислоты и выяснить ее влияние на миграционную способность  $\text{U}^{6+}$ .

#### **ИЗМЕНЕНИЕ РАСТВОРЯЮЩЕЙСЯ СПОСОБНОСТИ ВОДЫ ПРИ ДОБАВЛЕНИИ УГЛЕКИСЛОТЫ**

Изучалась растворяющая способность чистой воды и воды, обогащенной углекислотой в пределах  $200\text{—}400^\circ\text{C}$  при постоянном давлении  $500$  кг/см<sup>2</sup> и взаимодействии с породами и смесями солей в условиях закрытой системы. Углекислота вводилась через переходник в холодный реактор экзоклава, который затем разогревался до заданной температуры. В зависимости от нагрева давление углекислоты при этой методике колебалось от 90 до 130 кг/см<sup>2</sup>. При проведении серии контрольных многосуточных

опытов удалось установить, что для получения стабильных результатов, свидетельствующих о достижении равновесных условий, достаточно продолжительность опыта порядка 24 ч. Разброс в результатах определялся в основном введением различных порций углекислоты, поэтому каждый опыт дублировался. При расхождении результатов более чем на 20% опыты переделывались до достижения достаточной сходимости. По подобной методике проводились опыты с добавлением углекислоты в 0,5 н. растворы  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  и  $\text{NaOH}$ .

Для получения сопоставимых результатов во всех сериях опытов с альбитом, куммингтонитовым сланцем и железистым роговиком использовался материал одних и тех же образцов.

#### Опыты с альбитом, куммингтонитовым сланцем и железистым роговиком

Результаты этой серии опытов отображены в табл. 5, 6 и на рис. 10. Из них видно, что добавление к воде углекислоты вызвало резкое повышение растворимости кальция и магния при температуре  $200^\circ\text{C}$ . Концентрации этих элементов в растворе возросли на порядок: в опытах с альбитом для  $\text{CaO}$  с 2 до  $84\text{ мг/л}$ , для  $\text{MgO}$  с 1 до  $64\text{ мг/л}$ ; в опытах с куммингтонитовым сланцем для  $\text{CaO}$  с 2 до  $42\text{ мг/л}$ , для  $\text{MgO}$  с 1 до  $20\text{ мг/л}$ ; в опытах с железистым роговиком для  $\text{CaO}$  с 2 до  $46\text{ мг/л}$ , для  $\text{MgO}$  с 1 до  $23\text{ мг/л}$ .

При повышении температуры до  $300^\circ\text{C}$  растворимость кальция и магния в растворе воды с углекислотой резко понижается в опытах с альбитом до  $4\text{ мг/л}$  по  $\text{CaO}$  и до  $2\text{ мг/л}$  по  $\text{MgO}$ , но остается на порядок выше по сравнению с содержанием в чистом водном растворе для опытов с куммингтонитовым сланцем и железистым роговиком.

Таблица 5. Результаты опытов

Раствор	Твердая фаза	Температура, $^\circ\text{C}$	Содержание окислов элементов в растворе, мг/л							рН раствора конечное
			$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{CaO}$	$\text{MgO}$	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	
Вода	Альбит	200	22	10	2	1	105	0,7	Сл.	8,65
		300	33	13	2	1	120	10	Сл.	8,87
		400	50	14	Сл.	Сл.	145	11	Сл.	8,87
	Куммингтонитовый сланец	200	21	11	2	1	110	0,1	Сл.	8,65
		300	23	14	Сл.	Сл.	125	0,4	Сл.	8,48
		400	22	14	Сл.	Сл.	165	1	Сл.	8,52
	Железистый роговик	200	15	5	2	1	100	1	Сл.	8,67
		300	16	5	Сл.	Сл.	105	0,2	Сл.	8,40
		400	18	6	Сл.	Сл.	110	0,2	Сл.	8,40

При температуре 400° С концентрации окиси кальция и магния в растворе, даже с добавлением углекислоты, не превышают единиц миллиграмм на литр.

Аналогично кальцию и магнию ведут себя в растворе натрий и калий. Содержание их с добавлением углекислоты, хотя и не так резко, но возрастает. При температуре 200° С содержание

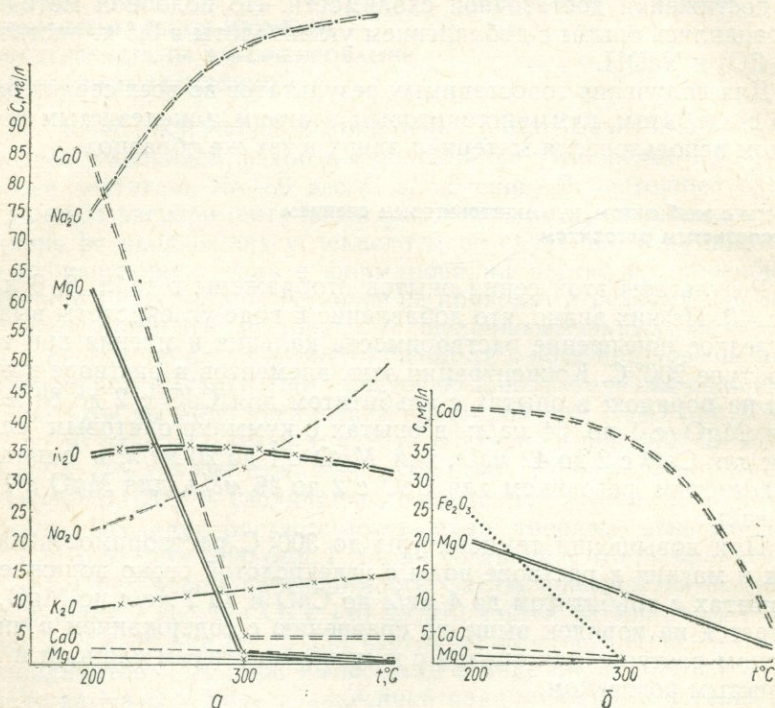


Рис. 10. Содержание отдельных окислов при растворении альбитизированного куммингтонитового (а) и куммингтонитового (б) сланцев в  $H_2O$  — одинарные линии и в  $H_2O + CO_2$  — двойные линии при  $P = 500 \text{ кг/см}^2$ .

окиси калия в чисто водном растворе для опытов с альбититом равно 10, с куммингтонитовым сланцем — 11, с железистым роговиком — 5 мг/л. Количество окиси натрия в опытах с альбититом — 22, с куммингтонитовым сланцем — 21, с железистым роговиком — 15 мг/л. При добавлении в систему углекислоты эти значения возрастают (в мг/л): для окиси калия в опытах с альбититом — до 35, с куммингтонитовым сланцем — до 15, для окиси натрия в опытах с альбититом установлены значения порядка 74, с куммингтонитовым сланцем — 27. В опытах с железистым роговиком добавление в воду углекислоты не привело к изменению концентраций калия и натрия в растворах, что, по нашему

мнению, связано с низким содержанием их в породе, в результате чего раствор получается недосыщенным этими элементами. При температурах 300 и 400° С с добавлением в систему углекислоты содержания натрия и калия, примерно втрое превышающие содержания этих элементов в чистой воде, получены в опытах с альбитом (табл. 5, 6). В опытах с железистым роговиком и куммингтонитовым сланцем в области температур 300 и 400° С содержания натрия и калия в чистой воде и в воде с примесью CO<sub>2</sub> одного порядка. У железа очень ограничена область миграционной способности.

Действие водно-углекислого раствора при температуре 200° С на куммингтонитовый сланец приводит к повышению содержания

Таблица 6. Результаты опытов

Раствор	Твердая фаза	Температура	Содержание окисей элементов в растворе, мг/л							pH раствора конечное
			Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CaO	MgO	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	
Вода + CO <sub>2</sub>	Альбит	200	74	35	84	64	90	0,4	Сл.	6,27
		300	103	35	4	2	115	0,5	Сл.	6,45
		400	108	32	4	1	100	0,6	Сл.	6,82
	Куммингтонитовый сланец	200	27	15	42	20	110	Сл.	24	5,98
		300	26	18	38	10	150	1	Сл.	6,95
		400	30	20	5,6	2	115	0,01	Сл.	6,67
	Железистый роговик	200	10	5	46	23	75	0,01	88	6,36
		300	15	4	46	13	150	Сл.	Сл.	6,40
		400	20	4	2	1	130	1	Сл.	6,90

окси железа в растворе до 24, а при взаимодействии с железистым роговиком до 88 мг/л. Во всех остальных опытах в растворе установлены лишь следы железа. Нет четкой картины изменения содержания в растворе алюминия и кремния. Как в опытах с чистой водой, так и в опытах с добавлением углекислоты, получены цифры одного порядка, хотя видна некоторая тенденция к понижению содержания кремния и алюминия при добавлении углекислоты.

Описанный вынос элементов из пород приводит к преобразованию ряда минералов. В опытах с альбитом при температуре 300 и 400° С раствор с углекислотой вызывает развитие на поверхности железосодержащих минералов корочек гидроокислов железа, альбит теряет свой блеск и прозрачность. В опытах с куммингтонитовым сланцем и железистым роговиком интенсивное развитие гидроокислов железа приводит к цементации материала, на стенках лодочки в интервале температур 200—400° С отмечается налет мелкозернистой массы, сложенной сидеритом

(рис. 11). Часто кристаллики сидерита имеют четкую ромбовидную форму. Минерал диагностирован рентгеноструктурным анализом и по оптическим данным ( $n_g = 1,74 \div 1,75$ ).

В опытах с чистой водой минеральные преобразования пород связаны лишь с незначительным развитием по ним гидроокислов железа.

#### Опыты с окисью кальция и магния

Данные о значительном повышении растворимости кальция и магния в воде с добавлением углекислоты были получены на сложных природных многокомпонентных системах. Для более



Рис. 11. Синтезированные кристаллики сидерита. Николи +, ув. 60.

полной и достоверной оценки этого эффекта мы провели серию опытов по изучению растворимости окислов этих металлов. Опыты проводились в условиях закрытой системы при температурах 150, 200, 300, 400° С и давлении 500 кг/см<sup>2</sup> по методике, описанной в предыдущем разделе. В качестве материала для опытов использовалась смесь химически чистых солей в соотношении 1 : 1.

При температуре 150° С концентрация окиси кальция в растворе составила 115, окиси магния — 68 мг/л. С повышением температуры до 200° С концентрация окиси кальция в растворе понизилась до 34, а окиси магния — до 12 мг/л. Дальнейшее увели-

чение температуры до 300° С понизило концентрацию окиси кальция в растворе до 5, а окиси магния до 1,2 мг/л. В основной массе образовались ромбовидные, очень мелкие кристаллики с показателем преломления более 1,576 (железосодержащий доломит?). При 400° С концентрация окиси кальция в растворе равнялась 2, а окиси магния 1,2 мг/л.

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о том, что с добавлением углекислоты благоприятные условия для миграции кальция и магния в воде при повышенной температуре сохраняются не выше 250° С. Повышение растворяющей способности воды с добавлением углекислоты, по нашему мнению, связано с процессами карбонатизации. Замер рН раствора на выходе показывает, что сначала наблюдается его некоторое повышение с 6,0—6,2 при температуре 150—200° С до 6,5 при 300° С, а затем понижение до 5,7 при температуре 400° С.

#### ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПЕРЕНОСА УРАНА В КАЛЬЦИЕВО-МАГНИЕВЫХ КАРБОНАТНЫХ РАСТВОРАХ

Повышение растворимости кальция и магния с добавлением к воде углекислоты при температурах не выше 250° С дало основание предположить перенос в этом температурном интервале урана в форме кальциевых и магниевых уранил-карбонатных комплексов. Для проверки этого предположения было проведено несколько серий опытов в закрытой системе, где смеси из химически чистых солей карбонатов кальция + трехокись урана и карбоната магния + трехокись урана реагировали с водой и с водой + углекислота при температурах 150, 200, 300° С и давлении 500 кг/см<sup>2</sup> (табл. 7, 8). Уран в растворе определялся химическим методом.

При 150° С в опытах по извлечению урана из смеси карбоната кальция и трехоксида урана водой с добавлением углекислоты концентрация урана на выходе равнялась порядка 20, а окиси кальция — 200 мг/л. При взаимодействии с чистой водой концен-

Таблица 7. Результаты опытов

Раствор	Твердая фаза	Температура	Содержание окислов, мг/л			рН раствора конечное
			CaO	MgO	U	
Вода	CaCO <sub>3</sub> +UO <sub>3</sub>	150	30	—	1,5	6,5
		200	21	—	Сл.	6,6
		300	18	—	Сл.	6,8
	MgCO <sub>3</sub> +UO <sub>3</sub>	150	—	41	0,45	8,8
		200	—	38	Сл.	8,5
		300	—	10	Сл.	7,05

трация урана в растворе снижалась до 1,5, а окиси кальция — до 30 мг/л.

В опытах по извлечению урана из смеси карбоната магния с трехокисью урана концентрация урана в растворе при добавлении углекислоты равнялась 7, а окиси магния — 99 мг/л. Обе величины в опытах с чистой водой снизились до 0,45 и 41 мг/л соответственно.

Повышение температуры до 200° С при извлечении урана из смеси карбоната кальция с трехокисью урана вызвало снижение

Таблица 8. Результаты опытов

Раствор	Твердая фаза	Температура	Содержание окислов, мг/л			рН раствора конечное
			CaO	MgO	U	
Вода + CO <sub>2</sub>	CaCO <sub>3</sub> + UO <sub>3</sub>	150	200	—	20	7,1
		200	68	—	8	8
		300	17	—	0,2	5,8
	MgCO <sub>3</sub> + UO <sub>3</sub>	150	—	99	7	6,2
		200	—	48	1	5,8
		300	—	24	Сл.	5,6
	CaO + MgO	150	115	68	—	6,2
		200	34	12	—	6,0
		300	5	1,2	—	6,5
400		2	1,2	—	5,7	

содержания его в растворе с углекислотой до 8, а окиси кальция до 68 мг/л. В опытах с чистой водой в растворе обнаружены лишь следы урана, а окись кальция составляла 21 мг/л.

Еще более низкие значения получены при опытах по извлечению урана из смеси карбоната магния с трехокисью урана. В опытах с углекислотой обнаружена концентрация урана порядка 1 мг/л, окиси магния — 42. В опытах с чистой водой уран при химическом анализе не обнаружен, содержание окиси магния равнялось 38 мг/л.

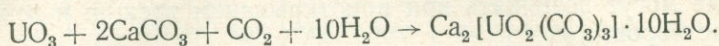
При 300° С наблюдалось дальнейшее уменьшение концентрации урана, окислов кальция и магния в растворах.

Для опытов по взаимодействию воды с углекислотой и смесью карбоната кальция с трехокисью урана содержание последнего в растворе равнялось 0,2, а окиси кальция — 17 мг/л; со смесью карбоната магния и трехокиси урана обнаружены следы урана в растворе, а окиси магния — 24 мг/л.

В опытах по взаимодействию чистой воды со смесью карбоната магния с трехокисью урана обнаружены следы урана в растворе, окиси магния — 10 мг/л.

В опытах по взаимодействию чистой воды со смесью карбоната кальция устанавливаются только следы урана в растворе, окиси кальция — 18 мг/л.

Результаты проведенных опытов дают основание утверждать, что в кальциевых растворах при температуре 150° С происходит образование кальциевых уранил-карбонатных ионов по схеме

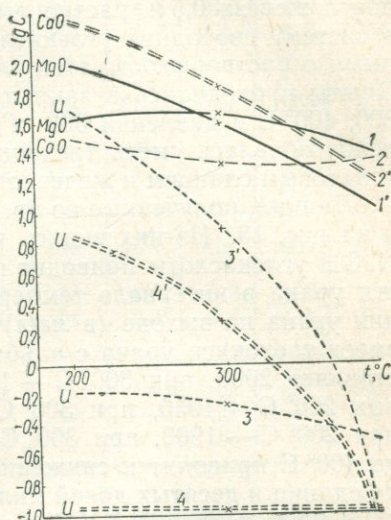


При температуре 200° С, судя по содержанию урана в растворе, комплексообразование практически прекращается (рис. 12).

Не обнаружено признаков уранового комплексообразования при взаимодействии водно-углекислого раствора со смесью карбоната магния и трехоксида урана.

Как было указано, парциальное давление углекислоты в опытах в зависимости от температуры колебалось в пределах 90—130 кг/см<sup>2</sup>. Из реакции образования комплексного уранил-карбонатного соединения видно, что увеличение парциального давле-

Рис. 12. Растворимость смеси  $\text{CaCO}_3 + \text{UO}_3$  в  $\text{H}_2\text{O}$  (2, 3) и в  $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$  (2', 3') и смеси  $\text{MgCO}_3 + \text{UO}_3$  в  $\text{H}_2\text{O}$  (1, 4); в  $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$  (1', 4').  $P = 500 \text{ кг/см}^2$ .

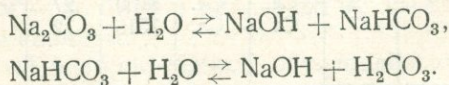


ния углекислоты вызовет смещение реакции вправо, поэтому можно предположить возрастание роли комплексообразования в природных процессах, где, судя по данным о газожидких включениях, давление углекислоты часто превышает 1000 кг/см<sup>2</sup>.

#### Экспериментальное изучение процессов формирования натриево-карбонатных растворов

Натриево-карбонатные растворы, транспортирующие уран, могут существенно изменять свои свойства в связи с гидролизом солей. Эти процессы, усиливающиеся с повышением температуры, изменяют закономерности транспортировки металлов и растворения минералов при повышенных температурах и давлениях.

Основные реакции, происходящие при этих процессах, можно записать в таком виде:



При повышении концентрации соли в растворе степень ее гидролиза уменьшается. Удаление углекислоты, наоборот, приведет к сдвигу второй реакции в правую сторону. Подобные условия в природе могут возникать при приоткрывании трещин и вскипании растворов.

Для качественной оценки роли гидролиза в изменении степени миграции урана и сопутствующих ему элементов были получены данные о выносе урана, кремния, алюминия, кальция, магния и железа 0,5 н. растворами NaOH и Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> с добавлением в систему свободной углекислоты, которые сравнивались с данными о растворимости этих элементов в 0,5 н. растворах NaOH. Опыты проводились в закрытой системе при температурах 200, 300, 400° С и давлении 500 кг/см<sup>2</sup>. Как и в предыдущих опытах, использовалась смесь трехоксида урана с альбититом, куммингтонитовым сланцем и железистым роговиком.

Данные, полученные во время опытов, приведены в табл. 9, 10 и на рис. 13. Из них видно, что добавление к 0,5 н. раствору NaOH углекислоты приводит к резкому увеличению растворимости урана в интервале температур 200—300° С. Так, концентрация урана на выходе (в мг/л) в опытах по извлечению его из смеси трехоксида урана с альбититом при температуре 200° С составляет 2000, при 300° С — 119; с куммингтонитовым сланцем при 200° С — 1950, при 300° С — 164; с железистым роговиком при 200° С — 1900, при 300° С — 300. Повышение температуры до 400° С приводит к снижению концентрации урана в растворе до единиц и десятых долей миллиграмм на литр.

В 0,5 н. растворе NaOH концентрация урана после опыта во всем интервале температур не поднимается выше десятых долей

Таблица 9. Результаты опытов

Раствор	Твердая фаза	Температура	Содержание окислов элементов в растворе, мг/л							pH раствора на конец	
			Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CaO	MgO	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		U
0,5 н. раствор NaOH	Альбитит + UO <sub>3</sub>	200		40	Сл.	Сл.	208	544	Сл.	Сл.	12,7
		300		35	Сл.	Сл.	566	410	10	0,5	12,8
		400		73	Сл.	Сл.	1800	272	16	0,7	12,8
	Куммингтонитовый сланец + UO <sub>3</sub>	200	Не определялась	71	Сл.	Сл.	956	220	2,2	7	12,7
		300		73	Сл.	Сл.	1280	125	3,3	6,5	12,8
		400		33	Сл.	Сл.	92	42	30	1	—
	Железистый роговик + UO <sub>3</sub>	200		15	Сл.	Сл.	5000	98	2,7	11	12,7
		300		9	Сл.	Сл.	8100	27	3,3	10	12,76
		400		17	Сл.	Сл.	7516	12	2	8	12,7

Таблица 10. Результаты опытов

Раствор	Твердая фаза	Температура, °С	Содержание окислов элементов в растворе, мг/л								рН раствора конечное
			Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CaO	MgO	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	U	
0,5 н. раствор NaOH + CO <sub>2</sub>	Альбитит + UO <sub>3</sub>	200		He опр. 100	Сл.	Сл.	118	53	Сл.	2000	8,67
		300		100	Сл.	Сл.	129	4,4	Сл.	119	812
		400		45	Сл.	Сл.	144	1,7	Сл.	2,5	764
	Куммингтонитовый сланец + UO <sub>3</sub>	200	Не определялась	He опр. 80	Сл.	Сл.	184	61	Сл.	1950	8,55
		300		80	Сл.	Сл.	192	7	Сл.	164	8,35
		400		22	Сл.	Сл.	170	1,3	Сл.	Сл.	8,65
	Железистый роговик + UO <sub>3</sub>	200	Не определялась	He опр. 10	4	2	130	45	Сл.	1900	8,52
		300		10	4	2	138	4	0,3	300	8,36
		400		8	2	1	154	0,2	0,7	3	8,11
	CaO, MgO	150	—	—	Сл.	Сл.	Сл.	—	Сл.	—	—
		200	—	—	Сл.	Сл.	Сл.	—	Сл.	—	—
		300	—	—	Сл.	Сл.	—	—	Сл.	—	—

и единиц миллиграмм на литр. Добавка в систему углекислоты оказывает существенное влияние на извлечение из пород кремния и алюминия. Так, в 0,5 н. растворе NaOH + CO<sub>2</sub> концентрация кремнезема в растворе составляла (в мг/л): при 200° С в опытах с альбититом — 118, с куммингтонитовым сланцем — 184, с железистым роговиком — 130; при 300° С в опытах с альбититом — 129, с куммингтонитовым сланцем — 192, с железистым роговиком — 138; при 400° С в опытах с альбититом — 144, с куммингтонитовым сланцем — 170, с железистым роговиком — 154.

В 0,5 н. растворе NaOH концентрации кремнезема резко возрастают. При 200° С в опытах с альбититом до 208, с куммингтонитовым сланцем — до 956, с железистым роговиком — до 5000 мг/л. Повышение температуры приводит к дальнейшему увеличению содержания кремнезема в растворе. При 300° С концентрация его в опытах с альбититом — 566, с куммингтонитовым сланцем — 1280, с железистым роговиком — 8100 мг/л. При температуре 400° С получается более сложная картина. Продолжает увеличиваться концентрация кремнезема в опытах с альбититом — до 1800 мг/л, несколько понижается в опытах с железистым роговиком — до 7516 и падает до 92 мг/л в опытах с куммингтонитовым сланцем.

Наблюдаемый разброс данных обусловлен процессами роста новых минералов. Увеличение растворимости в 0,5 н. растворе

NaOH по сравнению с раствором, в который добавлена углекислота, характерно и для глинозема. В опытах с альбититом это увеличение при 200° С происходит с 53 до 544, с куммингтонитовым сланцем — с 61 до 220, с железистым роговиком — с 45 до 98 мг/л.

Повышение температуры до 300° С не нарушает отмеченной закономерности. В опытах с альбититом содержания глинозема в растворе повышаются с 4,4 до 410, с куммингтонитовым сланцем — с 7 до 125, с железистым роговиком — с 4 до 27 мг/л.

При 400° С концентрация глинозема увеличивается в опытах с альбититом с 1,7 до 272, с куммингтонитовым сланцем — с 1,3 до 42, с железистым роговиком — с 0,2 до 12 мг/л.

Резкий скачок содержаний алюминия в опытах с добавлением углекислоты на границе 200 и 300° С объясняется, по нашему мнению, расслоением раствора. При 200° С и давлении 500 кг/см<sup>2</sup> раствор, заполняющий реактор, находится в гомогенном состоянии, а в нем растворена углекислота.

При 300° С происходит, вероятно, расслоение раствора на жидкую фазу и газовую, богатую углекислотой. Порода находится в газовой фазе, что приводит к резкому уменьшению содержания алюминия в конденсате на выходе. Это предположение подтверждается и опытом по взаимодействию пород с 0,5 н. раствором NaHCO<sub>3</sub> в присутствии углекислоты (табл. 11).

Содержание глинозема в растворе при повышении температуры с 200 до 300° С уменьшается в опытах с альбититом с 19 до 8, с куммингтонитовым сланцем — с 45 до 3,4, с железистым роговиком — с 46 до 2 мг/л.

Таким образом, привнос или вынос из пород алюминия при щелочном метасоматозе может рассматриваться как индикатор щелочности среды.

Так как алюминий подвижен в щелочных растворах гидроксида натрия, зоны щелочного метасоматоза, характеризующиеся интенсивным привносом алюминия, бесперспективны для по-

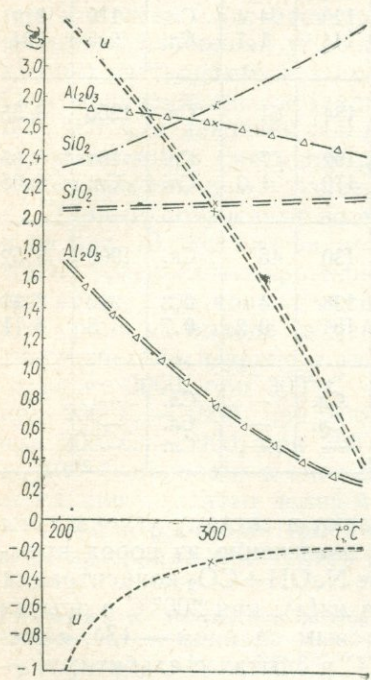


Рис. 13. Кривые растворимости смеси альбита с UO<sub>3</sub> в 0,5 н. растворе NaOH (одинарные линии) и 0,5 н. растворе NaOH + CO<sub>2</sub> (двойные линии). P = 500 кг/см<sup>2</sup>.

исков урановых руд. При формировании щелочных метасоматитов без существенного привноса алюминия обоснованным будет предположение о карбонатной форме переноса щелочей и перспективности таких зон для поисков уранового оруденения.

Таблица 11. Результаты опытов

Раствор	Твердая фаза	Температура, °С	Содержание элементов в растворе, мг/л							pH раствора концентное	
			Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CaO	MgO	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		U
0,5 н. раствор NaHCO <sub>3</sub> +CO <sub>2</sub>	Альбитит+UO <sub>3</sub>	200	Не определялась	Не определялась	5	2	75	19	Сл.	980	8,07
		300			4	2	130	8	Сл.	80	8,25
		400			4	2	100	12	Сл.	0,5	7,6
	Куммингтонитовый сланец+UO <sub>3</sub>	200			4	2	120	45	Сл.	1950	7,9
		300			4	2	140	3,4	Сл.	190	8,2
		400			4	2	135	1,2	Сл.	1,5	8,2
	Железистый роговик+UO <sub>3</sub>	200			4	2	130	46	Сл.	1800	8,1
		300			4	2	163	2	Сл.	82	8,0
		400			4	2	160	0,6	Сл.	2,5	7,65
	СаО, MgO	150			Сл.	Сл.	—	—	Сл.	—	—
		200			Сл.	Сл.	—	—	Сл.	—	—
		300			Сл.	Сл.	—	—	Сл.	—	—

Как указывалось при характеристике устойчивости в растворе отдельных элементов, взаимодействие пород с растворами привело к возникновению ряда новых минеральных форм. Уже при температуре 200° С в опытах с 0,5 н. раствором NaOH+CO<sub>2</sub> при взаимодействии с куммингтонитовым и железистым роговиком происходит перекристаллизация трехокси урана с образованием четких шестигранных кристалликов карбоната урана. Оптические свойства указывают на их полную идентичность с карбонатами урана, кристаллизующимися в концентрированных 1 н. растворах.

При проведении опытов с альбититом в холодной области реактора отложились отдельные шарики кристобалита. С повышением температуры до 300° С происходит разрушение альбитита. Последний обрастает рубашкой мельчайших игольчатых кристалликов при воздействии 0,5 н. раствора NaOH+CO<sub>2</sub>.

В опытах без углекислоты наблюдается интенсивный вынос из породы кварца с отложением в холодной области реактора кристобалита. При введении в реактор куммингтонитового слан-

ца и железистого роговика, как и при  $200^{\circ}\text{C}$  в опытах с углекислотой, происходит перекристаллизация трехокси урана с образованием кристалликов карбоната урана. На обломках пород развиваются слабые налеты гидроокислов железа.

Очень интересные новообразования получены при взаимодействии 0,5 н. раствора NaOH с железистым роговиком. По всей

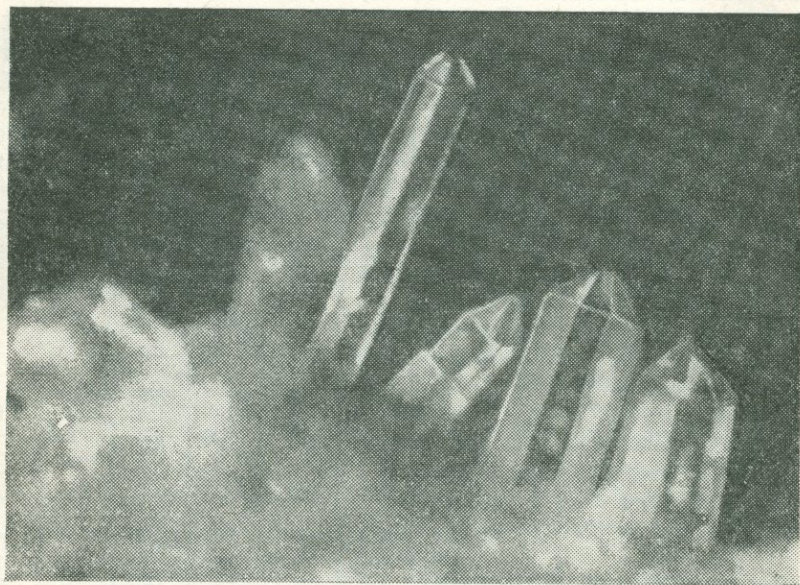


Рис. 14. Синтезированные кристаллики кварца. Ув. 30.

длине лодочки порода усеяна большим количеством зерен кристобалита ( $n_m=1,49$ ), имеющих формы правильных октаэдров. Минерал изотропный, иногда слабо анизотропный ( $\Delta=0,002$ ). При  $400^{\circ}\text{C}$  в опытах с введением углекислоты из альбитита интенсивно выщелачивается кварц и отлагаются тончайшие игольчатые кристаллы, бесцветные с прямым угасанием и отрицательным удлинением. Оптические константы:  $n_{cp}=1,507\pm 0,002$ , интерференционные окраски низкие — не выше первого порядка. Наряду с игольчатыми кристаллами наблюдаются призмочки с прямым угасанием и отрицательным удлинением ( $n_g=1,502$ ;  $\Delta=0,017\div 0,020$ ). На основании оптических свойств минерал диагностирован как канкринит. При воздействии на иголки и призмочки соляной кислоты они сначала интенсивно выделяют пузырьки, а затем спокойно растворяются, как бы «тают».

Кроме описанных новообразований на поверхности пород встречены белые кристаллики в форме снежинок ( $n_m=1,530\pm \pm 0,002$ ). На поверхности трехокси урана вырастают отдельные

желтоватые пластинчатые кристаллики карбоната, а на дне, в месте соприкосновения со стенкой лодочки, образуются почковидные черные блестящие выделения уранинита.

Новообразования урановых минералов отмечены при  $400^{\circ}\text{C}$  и в опытах с железистым роговиком. На поверхности трехоксида урана широко развиты скопления радиальнолучистых желтых кристалликов силиката урана, аналогичных полученным в опытах с карбонатными растворами. Помимо них видны агрегаты темно-серых пластинок, дающих положительную реакцию на уран. В местах их скопления цвет отдельных пластин меняется до смоляно-черного. Блеск пластинок стеклянный, минерал слабо анизотропный ( $n=1,771$ ). В парагенезисе с силикатом находится карбонат урана.

В опытах без введения углекислоты из пород интенсивно выносятся кварц, а обломки породы цементируются белой мелкозернистой массой. В местах соприкосновения трехоксида урана со стенками лодочки цвет ее меняется до черного в результате восстановления урана с образованием уранинита.

В опытах с куммингтонитовым сланцем в холодной области вырастают многочисленные кристаллики кварца (рис. 14), вследствие чего содержание кремнезема на выходе снижается до  $92 \text{ мг/л}$ . Кристаллики прозрачные, хорошо ограненные.

#### **Опыты по изучению растворимости окиси кальция и окиси магния в щелочных растворах + $\text{CO}_2$**

Результаты экспериментальных работ (табл. 11) показывают резкое уменьшение в щелочных растворах содержаний кальция и магния, даже в условиях избыточного давления углекислоты.

Для уточнения полученных данных была проведена серия опытов с более простыми системами, в которых на смесь окиси кальция и магния (в соотношении 1 : 1) действовали 0,5 н. растворами  $\text{NaHCO}_3$  и  $\text{NaOH}$  с добавлением углекислоты в пределах температур  $150\text{—}300^{\circ}\text{C}$  и при постоянном давлении  $500 \text{ кг/см}^2$ . Как и в предыдущих опытах, парциальное давление углекислоты в зависимости от температуры колебалось от 90 до  $130 \text{ кг/см}^2$ . Было выяснено, что намеченная закономерность сохраняется и в более простых системах.

Во всем диапазоне температур в растворах обнаружены лишь следы кальция и магния. В ряде опытов произошла перекристаллизация смеси окислов с образованием карбонатов. Новообразования были изучены в иммерсионных жидкостях с целью их диагностики по оптическим константам. В опытах с 0,5 н. раствором  $\text{NaHCO}_3 + \text{CO}_2$  при  $200^{\circ}\text{C}$  отмечены новообразованные ромбовидные кристаллы доломита ( $n_m=1,689$ ,  $n_p=1,509$ ).

При  $300^{\circ}\text{C}$  в опытах с 0,5 н. раствором  $\text{NaOH} + \text{CO}_2$  образовались ромбические (в проекции шестигранные) кристаллики с

оптическими константами  $n_m = 1,659$ ;  $n_p = 1,521$ , по которым минерал диагностирован как кальцит. Рентгеноструктурное изучение порошков после опытов показало наличие сильных линий доломита в опытах с раствором  $\text{NaHCO}_3$  и кальцита — в опытах с раствором  $\text{NaOH}$ .

Полученные нами данные подтверждают экспериментально установленную (Основные черты геохимии урана. Изд-во АН СССР, М., 1963, с. 127) схему полей устойчивости карбонатов в зависимости от рН среды.

#### **ГЕНЕТИЧЕСКАЯ СХЕМА ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДОКЕМБРИЯ**

Изучение стратиграфии, геологического строения, петрографии, минералогии и химизма вмещающих пород и метасоматитов, определение эволюции во времени состава и температуры рудоносных растворов по газовой-жидким включениям, а также уточнение рудоотложения на месторождениях по данным экспериментальных работ позволяют наметить четыре основные стадии формирования метасоматического месторождения урана в докембрии. В это время происходит перераспределение первоначальной концентрации урана в земной коре в пределах данной площади вследствие взаимодействия орогенических и геохимических процессов. Особенно четко эти процессы можно проследить в пределах развития урановых месторождений в железорудных провинциях докембрия. Контрастный химический состав пород позволяет с большой достоверностью и точностью выяснить особенности эволюции метаморфических пород и метасоматитов во времени и установить стадийность в развитии как метасоматических, так и рудных образований. Исходя из этого мы приводим генетическую схему ураноносных метасоматитов в железорудных провинциях как наиболее типичный пример ураноносных метасоматитов докембрия.

Начальный период формирования уранового месторождения связан с геосинклинальной стадией развития, в участках опускания между главными устойчивыми элементами («купола» и «валы» архейского гнейсо-гранитного основания) накапливаются граувакки, аргиллиты, кремнисто-железистые сланцы и главным образом продукты первичных излияний — в основном спилиты.

Во вторую стадию первичная геосинклиналь сильно деформируется, образуются вторичные геосинклинали. С этой стадией связаны формирование субмеридиональных поясов складчатости и главная фаза метаморфизма. Развитие процессов ультраметаморфизма и гранитизации приводит к образованию больших полей плагиомигматитов, в которых в подчиненном количестве встречаются согласные прожилки и дайковые тела плагио- и микроклиновых гранитов, гранодиоритов. Характер складчатости указывает на высокую пластичность пород в этот период.

Во вторичных геосинклиналях (в основании разреза) накапливается обломочный материал, состоящий из граувакк и глинистых сланцев. На нем отлагаются железисто-кремнистые и глинистые осадки. Затем в результате изменения условий осадкообразования в верхах толщи в относительно малых замкнутых бассейнах накапливаются железистые песчаники, углистые и графитовые сланцы, известняки, кремнистые породы, кварцито-песчаники и конгломераты.

В третью стадию происходят поперечная деформация геосинклинального субмеридионального пояса, интрузии и экструзии изверженных пород от основного до кислого и щелочного состава, интенсивно развиваются процессы наложенного метаморфизма, щелочного и карбонатного метасоматоза. Для месторождений этой стадии особенно характерны пегматоидные граниты, предшествующие широко проявившимся процессам метасоматического преобразования пород. Структурная приуроченность части тальково-актинолитовых сланцев к кольцевым тектоническим зонам дает основание предположить, что среди дайковых пород представлены и основные. В ряде случаев их характерной особенностью являются повышенные содержания титана и ниобия. Процессы метаморфизма сильно изменили первичный облик этих пород, превратив их в биотитовые сланцы и тальково-актинолитовые породы. От окружающих их метаморфических пород кроме высоких содержаний титана и примесей ниобия они отличаются низким содержанием кремнезема, что хорошо видно из химического анализа этой породы (в %):  $\text{SiO}_2$  — 36,8;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 13,6;  $\text{FeO}$  — 7,95;  $\text{CaO}$  — 4,57;  $\text{MgO}$  — 4,37;  $\text{TiO}_2$  — 2,08;  $\text{V}_2\text{O}_5$  — 0,127;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 9,98;  $\text{P}_2\text{O}_5$  — 0,17;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 4,83;  $\text{K}_2\text{O}$  — 0,43;  $S_{\text{общ}}$  — 0,22; п. п. п.—8;  $\text{CoO}_2$ —1,3;  $\text{MnO}$ —0,19 (химическая лаборатория ИГН АН УССР, аналитик Е. В. Романишина).

Последняя, четвертая, стадия связана с блоковой тектоникой и внедрением вдоль зон тектонических нарушений диабазовых даек.

Перераспределение урана при формировании геологической структуры происходит под влиянием процессов выветривания, осадконакопления и метаморфизма.

Первая стадия с быстрыми процессами осадконакопления и излиянием магм основного и ультраосновного состава не благоприятна для накопления урана.

Во вторичной геосинклинали оптимально благоприятные условия для концентрации урана создаются в низах толщи в связи с отложением граувакк и обломочного материала во время размыва древних кор выветривания, а также при осадконакоплении в замкнутых бассейнах, где образовались морские черные сланцы (продукт метаморфогенного изменения — графитсодержащие сланцы) и фосфориты, способные накапливать значительные количества урана.

Процессы осадконакопления приводят лишь к частичной концентрации урана, хотя иногда могут возникнуть промышленные концентрации.

Региональный метаморфизм ведет к образованию новых минералов и перераспределению урана внутри породы. Часть его в качестве изоморфной примеси входит в решетку породобразующих минералов, часть концентрируется в аксессуориях — цирконе (малаконе), монаците, апатите, обуславливая радиоактивность пород. Особенно четко этот процесс проявляется на стадии ультраметаморфизма и гранитизации пород в главную фазу метаморфизма. В этих минералах уран ассоциирует с торием и редкими землями.

Вторая фаза метаморфизма в отличие от первой проявилась более локально, обычно в местах поперечной деформации субмеридиональных складчатых поясов.

В разделяющих «купола» и «валы» синклинорных структурах (вторичных геосинклиналях), выполненных осадочными и вулканогенными породами протерозоя, породы метаморфизуются в условиях амфиболитовой фации вдоль узких зон с неправильными, нелинейными очертаниями. К ним приурочены глубокие расколы фундамента и целые системы разрывных нарушений, являющиеся естественными ограничениями блоков. Краевые зоны блока и смежных с ним синклиналей вследствие своего структурного положения были наиболее проницаемыми для восходящих метаморфизующих флюидов. Наблюдаемая на некоторых урановых месторождениях устойчивость графита в метаморфических породах дает основание предположить, что главной составной частью флюидов являлась углекислота. Графит обеспечивает устойчивость минералов, обогащенных закисным железом, при прогрессивном термальном метаморфизме.

С повышением степени метаморфизма, исключая зоны ультраметаморфизма, уменьшается пластичность пород и увеличивается их хрупкость. Разрядка тектонических напряжений проявляется в возникновении ослабленных зон смятия различной глубины заложения и протяженности, состоящих из серии сближенных трещин скалывания. При этом наиболее мощные зоны локализируются вдоль разломов глубинного заложения.

В связи с приращением свободного объема в эти зоны из метаморфизующихся пород устремляются газово-водные компоненты в порядке уменьшения их летучести: углекислота, сернистые газы, пары воды и хлориды. При выравнивании давления в зонах смятия должно произойти изменение валового состава флюида в сторону увеличения в нем содержания углекислоты. Приток тепла из глубин и наличие летучих приведет к развитию в узких вытянутых зонах процессов ультраметаморфизма. При этом значительные количества углекислоты вызовут, как видно из наших экспериментальных работ и данных других авторов, обогащение флюидной фазы карбонатами натрия и калия, обра-

зование силикатного расплава равновесного остаточной твердой фазе, обогащенной фемическими компонентами, и близкого по составу к микроклиновому граниту. Возникает сложная гетерогенная система, в которой силикатный расплав вследствие малой растворимости в нем углекислоты обогащен водой, а флюид содержит небольшие количества кремния, алюминия и значительные количества карбонатов щелочей, в основном натрия.

Под воздействием направленного одностороннего сжатия каждый из компонентов этой системы ведет себя по-разному: остаточная порода деформируется, флюид остается внутри гетерогенной системы, так как может существенно изменять свой объем, испытывая лишь фазовые переходы; а силикатный расплав отжимается в области пониженных давлений. Этот процесс хорошо проявился на многих месторождениях в виде жил гранитов и пегматитов.

Внедрение в породы гранитов и пегматитов предшествует широко развитым на месторождениях процессам щелочного метасоматоза. Судя по включениям в минералах, процесс становления гранитов и пегматитов имеет сложный, многоступенчатый характер. При этом образуются слагающие их минералы в интервале 625—150° С. Химизм растворов изменяется от водно-хлоридных (водные включения с различной степенью насыщения хлоридом натрия в минералах ранних стадий) до углекисло-водных (включения с жидкой углекислотой в позднем кварце). На контакте с пегматоидами в сланцах развиваются биотит и густая вкрапленность гранатов (розового прозрачного альмандина с  $n=1,850$ ; розового непрозрачного с  $n=1,813$ ; мутного зеленоватого с  $n=1,806$ ). Контакт гранитоидов с железистыми кварцитами четкий, видны зоны закалки и окварцевания.

Появление включений с высоким содержанием углекислоты соответствует началу нового этапа — широко проявленным на месторождении процессам щелочно-карбонатного метасоматоза.

Источником щелочей для метасоматического преобразования пород служит натрийсодержащий флюид, поступающий из глубинных зон ультраметаморфизма. Благоприятные условия для проникновения флюида в верхние структурные этажи возникают при развитии зон поздних тектонических нарушений.

Раскристаллизация гранитоидного расплава приводит к обогащению флюида водой, а высокое парциальное давление углекислоты способствует его продвижению в верхние структурные этажи без существенного обогащения кремнием и алюминием. Лишь на определенном уровне вследствие уменьшения парциального давления углекислоты и падения температуры взаимодействие флюида с вмещающей породой вызывает метасоматическое преобразование последней. Изучение минерального и химического состава зон метасоматитов показывает, что широко развитым на месторождениях в железорудных провинциях процессам щелочного метасоматоза предшествует ранний желези-

стый метасоматоз. Его действие проявляется в увеличении общего количества закисного и окисного железа, развитии куммингтонита ( $n_g=1,664 \div 1,666$ ;  $n_p=1,644$ ;  $n_g-n_p=0,020 \div 0,022$ ;  $+2 V = 78 \div 80^\circ$ , не плеохроирует) и грюнерита ( $n_g=1,703 \div 1,720$ ;  $n_p=1,671 \div 1,673$ ;  $n_g-n_p=0,032 \div 0,047$ ;  $-2 V = 90 \div 96^\circ$ , слабый плеохроизм) по биотиту ( $n_g=n_m=1,623$ ;  $n_p=1,584$ ;  $n_g-n_p=0,042$ ).

В ассоциации с куммингтонитом находится ранняя генерация кварца I. Проявление железистого метасоматоза объясняется нами повышенной миграцией железа в углекисло-водном флюиде, отделившемся от щелочно-карбонатного при вскипании последнего в связи с приоткрытием трещин. Возможность такого переноса доказана экспериментально.

Характер последующего щелочного преобразования пород определяется в основном химизмом исходных разностей: по биотитовым сланцам развиваются серые альбититы, по куммингтонитовым — рибекитовые и эгириновые метасоматиты, по железистым кварцитам — протоэгириниты. Начальная температура метасоматического преобразования пород, определенная по газово-жидким включениям, находится в пределах  $580-590^\circ \text{C}$ . Изучение минеральных парагенезисов дает основание предположить, что наряду со щелочностью раствора большое значение имеет изменение окислительных условий, определяемых во многих случаях наличием в породах элементов-восстановителей: сульфидной серы, закисного железа и др.

Альбит ранней высокотемпературной стадии серого цвета развивается в виде криптозернистых масс или мелких пластинчатых индивидов (*Ab* № 1—3), расположенных перпендикулярно к первичной сланцеватости, розетковидных или беспорядочно ориентированных (сахаровидный, радиальнолучистый, гребенчатый альбит). Под микроскопом отчетливо заметна загрязненность альбита пелитоморфным веществом, повторяющим первичную сланцеватость породы.

По углу  $2 V = 85 \div 87^\circ$  он резко отличается от более позднего низкотемпературного столбчатого и таблитчатого альбита с углом  $2 V = 75 \div 78^\circ$ . Характерная черта ранних альбитов — их повышенная магнитная восприимчивость. Она обуславливается дисперсной примесью ферромагнитных минералов — окислов железа. Как показали минералогические и экспериментальные исследования, в высокотемпературных процессах даже слабые проявления щелочного метасоматоза вызывают обильное выделение магнетита. С последующим развитием процессов альбитизации силикатный резерв истощается и вынос железа интенсифицируется за счет разрушения окисных минералов. Магнитная восприимчивость пород понижается с 50 000 до нескольких условных единиц. В парагенезисе с альбитом в породах встречены гидратированная разность биотита ( $n_g=n_m=1,570 \div 1,600$ ;  $n_p=1,550 \div 1,690$ ;  $n_g-n_p=0,020 \div 0,035$ ), волокнистый, сноповидный щелоч-

ной амфибол ( $n_g=1,667$ ;  $n_p=1,654$ ;  $n_g-n_p=0,007$ ;  $cn_p=3^\circ$  — рибекит), спутанноволокнистые агрегаты эгирина, тесно сросшиеся со щелочным амфиболом, и сахаровидные агрегаты кварца II, замещающего альбит, эгирин, рибекит.

В куммингтонитовых сланцах, в связи с процессом рибекитизации куммингтонита, протекающим с образованием новой генерации магнетита также отмечается повышение магнитной восприимчивости. Наряду с этим повышаются показатели преломления куммингтонита:  $n_g$  с  $1,664 \div 1,666$  до  $1,693$ ;  $n_p$  с  $1,644$  до  $1,665$ ; угол  $2V$  изменяется от  $78-80^\circ$  до  $-75 \div -76^\circ$ ; появляется четкий плеохроизм зерен от желтоватого по  $n_p$  до голубоватого по  $n_g$ .

Щелочные амфиболы развиваются по куммингтониту в виде каемок, пятен и полностью замещают все зерно. В зависимости от химического состава исходной породы и степени замещения образуется целая гамма щелочных амфиболов, близких по составу к рибекиту ( $n_g=1,662 \div 1,674$ ;  $n_p=1,648 \div 1,662$ ;  $n_g-n_p=0,014$  — каемки и пятна по куммингтониту;  $n_g=1,672 \div 1,699$ ;  $n_p=1,664 \div 1,692$ ;  $n_g-n_p=0,007 \div 0,008$ ;  $cn_p=12-25^\circ$  — полные псевдоморфозы). В парагенезисе со щелочными амфиболами развиты агрегаты мелкозернистого эгирина, максимальное количество которого образуется в раннюю стадию щелочного метасоматоза при ошелачивании железистых роговиков. Здесь он, образуя отдельные мономинеральные полосы, находится в парагенезисе с гематитом и магнетитом.

Процессы высокотемпературного ошелачивания приводят к освобождению анионной группы  $\text{CO}_3^{2-}$  при связывании натрия в породах, а последующее ее разложение на свободную углекислоту и кислород — к резкому повышению окислительного потенциала системы. Цвет альбититов изменяется с серого на красный. Последующее снижение температуры вызывает повышение кислотности флюида и понижение активности оснований, причем этот эффект тем значительнее, чем больше степень диссоциации кислот.

Повышение кислотности в свою очередь приводит к вытеснению в раствор сильных оснований более слабыми и слабыми кислот более сильными. Широко развиваются процессы карбонатизации пород, часто альбитит замещается карбонатами кальция, магния и железа. Для альбитов этой стадии характерен столбчатый и таблитчатый облик ( $2V=75 \div 78^\circ$ ;  $n_g=1,533 \div 1,535$ ;  $n_m=1,529 \div 1,530$ ;  $n_p=1,525 \div 1,526$ ;  $cn_p=17 \div 18^\circ$ ). В парагенезисе с альбитом развиваются спутанноволокнистые агрегаты эгирина в ассоциации со щелочным амфиболом, хлориты — афросидерит ( $n_g=1,642$ ,  $n_p=1,640$ ;  $n_g-n_p=0,002$ ) и тюрингит ( $n_m=1,654$ ;  $n_g-n_p=0,009$ ), а на поздних стадиях — карбонат (кальцит I, выполняющий межзерновые пространства, цементирующий и корродирующий зерна альбита) и поздний кварц II.

В щелочных метасоматитах по куммингтонитовым сланцам возникает четко выраженная зональность от слабо ошелоченной

породы в голове колонки через рибекитизированные породы к мономинеральным эгиринам (игольчатые скопления эгирина II по куммингтону и щелочным амфиболом). Температурный интервал этой стадии, по данным газовой-жидких включений, — от 400° до 250° С.

В некоторых местах вдоль зон нарушений отмечается развитие в альбититах густой вкрапленности граната, близкого по составу к андрадиту. Гранат характеризуется аномальной анизотропией, в шлифах желтый, с различными буроватыми оттенками. Показатель преломления — 1,873.

Появление граната характеризует собой начальную стадию щелочноземельного метасоматоза. В ассоциации с гранатом в скарноподобных породах помимо альбита находятся гидробиотит, хлорит ( $n_m = 1,626$ ), редко щелочной амфибол, более «поздний» кальцит IV (крупные ромбовидные кристаллы с полисинтетическими двойниками), зеленчатый актинолит ( $n_g = 1,653 \div 1,690$ ;  $n_p = 1,628 \div 1,678$ ;  $cn_g = 18-24^\circ$ ;  $n_g - n_p = 0,022$ ;  $2V = 70-72^\circ$ ). С понижением температуры до 280—250° С начинают преобладать процессы карбонатизации. Особенно хорошо они проявились по железистым роговикам, более слабо — в зонах щелочного метасоматоза по альбититам, рибекитизированным и эгиринизированным породам, в цементе кварцитов верхней свиты. Характерным ранним минералом для процесса карбонатизации по альбититам и щелочным метасоматитам является кальцит; по железистым породам карбонаты развиваются в такой последовательности: сидерит — доломит — кальцит (поздние доломит и сидерит). Часто в метасоматитах встречается анкерит. Устойчивость карбоната в каждом конкретном случае объясняется величиной парциального давления углекислоты, щелочности раствора и термической устойчивостью минерала. Диагностика карбонатов в породах проведена на основании оптических, рентгенографических и термических исследований. (Оптические константы наиболее характерных для месторождений карбонатов: доломит —  $n_o = 1,680$ ;  $n_e = 1,505$ ;  $n_o - n_e = 0,175$ ; анкерит —  $n_e = 1,698 \div 1,726$ ;  $n_o = 1,518 \div 1,527$ ;  $n_e - n_o = 0,18 \div 0,199$ .)

В карбонатных метасоматитах в виде реликтов сохраняются плеохроирующие в светло-зеленых тонах чешуйки биотита ( $n_g = 1,573$ ;  $n_p = 1,547$ ;  $n_g - n_p = 0,026$ ), а также отмечены новообразованные лейсты развивающегося по карбонату и плеохроирующего в бурых тонах флогопита. Редко встречаются перетолженные сноповидные скопления щелочного амфибола. Характерный минерал для экзоконтактных зон железисто-карбонатных пород — эгирин IV в виде игольчатых и длиннопризматических индивидов ( $n_g = 1,800$ ;  $n_p = 1,746$ ;  $n_g - n_p = 0,054$ ), он же интенсивно замещает доломит. В шлифах наблюдается альбит двух генераций — реликтовые зерна и новообразования тонкопрожилковой формы. Часто в шлифах, особенно вблизи кварцосодержащих пород, от-

мечены таблички бесцветного тремолита ( $n_g=1,658$ ;  $n_p=1,634$ ;  $n_g-n_p=0,024$ ;  $-2V=70-72^\circ$ ;  $cn_p=20^\circ$ ). Наиболее поздний минерал в карбонатных метасоматитах — кварц III в ассоциации по данным газовой-жидких включений — от  $250^\circ\text{C}$  и ниже.

В железисто-карбонатных породах постоянно отмечается высокое содержание гематита (в большинстве случаев образованного при окислении магнетита), а на периферии зон карбонатизации часто развивается густая вкрапленность пирита.

Развитие пирита связано с уменьшением во флюидах концентрации углекислоты при связывании ее в карбонатах и увеличением в связи с этим активности серы. Часто в шлифах видно, что с понижением температуры зерна пирита испытывают термическое сжатие. Вокруг них развиваются каемки кварца с дисперсной вкрапленностью эгирина. Эти минеральные новообразования предшествуют широко развитым на месторождении процессам окварцевания, происходящим в заключительную стадию кварцевого метасоматоза. Температурный интервал этой стадии, по данным газовой-жидких включений, — от  $250^\circ\text{C}$  и ниже.

Между этой стадией и стадией кварцевого метасоматоза отмечен ряд усложняющих переход процессов. Они связаны с мобилизацией во флюид при карбонатизации щелочных метасоматитов сильных оснований и повышением вследствие этого щелочности раствора. В экзоконтактах зон карбонатизации кроме эгиринов развивается прожилковый альбит.

Процессы окварцевания пород приводят к развитию в отдельных зонах тел вторичных кварцитов, интенсивному выносу из пород многих порообразующих элементов (железо, алюминий, кальций, магний и др.).

В качестве самостоятельной стадии, как бы завершающей процессы эндогенного преобразования пород, следует выделить жильную — карбонатно-кварцево-сульфидную. Характерными для нее минералами являются кальцит IV, представленный крупными ромбовидными кристаллами, и кальцит V, среднезернистая масса в ассоциации с призматическими зернами кварца IV, слагающего корону вокруг сульфидов.

Дальнейшее преобразование пород связано с гипергенными процессами.

По приведенному описанию смены во времени процессов метасоматического изменения пород и минеральных ассоциаций можно сделать вывод, что мы имеем дело с многократным изменением щелочно-кислотных свойств флюида.

Процессы раннего кислотного преобразования пород (развитие слюд по куммингтониту в контакте с пегматоидным гранитом, ранний железистый метасоматоз) сменяются широко проявленным ощелачиванием пород. С понижением температуры вновь усиливается активность кислот и уменьшается активность сильных оснований (процессы карбонатизации). Переход в раствор сильных оснований увеличивает щелочность флюида, что прояв-

ляется в развитии локальных метасоматических зон и прожилковых форм альбита и эгирина.

Завершаются метасоматические процессы интенсивным кислотным выщелачиванием пород с образованием вторичных кварцитов. Проведенные с помощью радиографии исследования показали, что даже в слабо затронутых метасоматическими процессами породах радиоактивные элементы освобождаются из акцессорных и породообразующих минералов, распределяясь в пределах трещин и на поверхности зерен. Вместе с ними перераспределяется между минералами и мобилизуется во флюид целый ряд малых элементов.

Среди них как индикатор геохимической среды большое значение имеют редкоземельные элементы. По данным некоторых исследователей эти элементы в карбонатных растворах могут мигрировать (как и уран) в виде комплексных анионов типа  $TR(CO_3)_3^{3-}$ . Однако ввиду того, что ряд редких земель состоит из 14 элементов, крайние члены его — легкие лантан (№ 57) и церий (№ 58) и наиболее тяжелые иттербий (№ 70) и лютеций (№ 71) заметно различаются в химическом отношении. По степени химического сродства редкие земли разбиваются на группы: цериевую — лантан, церий, празеодим, неодим; первую иттриевую — самарий, европий, гадолиний, тербий, диспрозий, гольмий, иттрий; вторую иттриевую — эрбий, туллий, иттербий, лютеций.

В связи с тем, что в щелочной среде наблюдается относительно большая активность катионов цериевых, а не иттриевых земель, снижение щелочности раствора приведет к выпадению первых из растворов. Как показывают многочисленные экспериментальные работы, закомплексованность цериевых земель от ниобия и лантана, т. е. относительная активность в растворе их ионов, возрастает по мере увеличения щелочного карбоната. Лишь при очень большом избытке карбоната щелочного металла редкие земли этой группы могут полностью перейти в растворимую комплексную форму.

Вместе с редкими землями и щелочами флюид может переносить значительные количества фосфора в виде комплексных соединений типа  $K_{3-n}-Na_{3-n}(PO_{4-n}F_n)$ . Формирование легко растворимого щелочного комплексного соединения фосфора и фтора приводит к накоплению фосфора в растворах в результате извлечения последнего из пород с рассеянным фосфором и дальнейшей концентрации его при осаждении в процессе щелочного метасоматоза при связывании щелочей. Этот процесс приведет к выпадению из растворов и редких земель цериевой группы, для которых образующийся апатит будет главным концентратом.

На месторождениях этот процесс наиболее четко проявляется во взаимодействии щелочных растворов с карбонатными породами верхней свиты. В линзах фторапатита ( $n_o=1,632$ ;  $n_e=1,628$ )

среди карбонатных пород встречена значительная примесь амфиболов, тремолита, флогопита и белой слюдки. На привнос фосфора при ошелачивании пород указывает и сравнение химического состава неизмененных пород и щелочных метасоматитов.

Высокие температуры и низкий окислительный потенциал не благоприятствовали переносу в эту стадию урана, поэтому «ранние» апатиты содержат лишь незначительную примесь урана, ассоциирующего с торием. Возраст по этим апатитам совпадает с возрастом основного уранового оруденения и щелочного метасоматоза.

Изменение окислительного потенциала и снижение температуры приводит к повышению кислотности раствора. Миграционная способность цериевых земель резко снижается. По «раннему» апатиту начинают развиваться новые генерации, в которых преобладают апатиты с иттриевыми землями. Эта смена состава редких земель объясняется большей прочностью комплексов иттриевых земель, по сравнению с цериевыми, и связанной с этим более высокой миграционной способностью при понижении щелочности растворов. В ассоциации с редкими землями иттриевой группы в апатитах этой стадии обнаружены высокие концентрации урана.

Появление иттрийсодержащего апатита с высоким содержанием урана открывает стадию широкой миграции и концентрации этого элемента.

По результатам экспериментальных работ и данным геологических наблюдений можно сделать вывод, что благоприятными для переноса урана являются сильно концентрированные натриево- и калиевокарбонатные растворы с температурой ниже  $400^{\circ}\text{C}$  с высоким окислительным потенциалом, обеспечивающим миграцию урана в шестивалентном состоянии в форме уранилкарбонатных комплексов. Процессы щелочного метасоматоза обуславливают привнос в породы дополнительных количеств урана, который находится в них в рассеянном состоянии, а последующее перемещение урана в зоны трещиноватости на конечных стадиях процесса ведет к концентрации его в форме прожилков. Причин, вызывающих выпадение урана из растворов, как видно из экспериментальных работ, может быть несколько: а) восстановление урана минералами, содержащими в своем составе элементы-восстановители (куммингтонит, магнетит, пирит и т. д.); б) понижение при постоянной температуре общего давления; в) потеря флюидом при вскипании части углекислоты, повышение щелочности раствора, разрушение уранилкарбонатного комплекса и связывание урана в силикатной форме при переходе в раствор дополнительных количеств кремнезема или восстановление его до четырехвалентного состояния; г) потеря флюидом части углекислоты и разрушение уранилкарбонатного комплекса при смешивании карбонатных вод с хлоридными вследствие проявления эффекта высаливания; д) разбавление растворов при встрече с метеорными водами.

При более низкотемпературных процессах карбонатизации выпадение урана обусловлено разрушением уранилкарбонатного комплекса при связывании углекислоты в карбонатах. При этом падение давления приводит к диссоциации  $\text{CO}_2$ , окислению освобождающимся кислородом железа и других элементов в минералах с изменением окислительного потенциала системы вплоть до возникновения восстановительной обстановки и перевода урана в четырехвалентное состояние. Характер образующихся при этих процессах урановых минералов будет в основном определяться составом вмещающих пород. При наличии в породах большого количества элементов-восстановителей при высоких температурах образуется уранинит, а при более низких — настуран. Обогащение пород кремнеземом повлечет за собой связывание урана в силикатной форме. При обогащении титаном вмещающих пород образуются титанаты урана. Из диаграмм привноса — выноса микроэлементов при метасоматическом замещении (рис. 15) видно, что при щелочном метасоматозе подвижны бериллий, никель, хром, свинец, титан, ванадий, цирконий, марганец и другие элементы. Сопоставление содержаний микроэлементов в исходной и метасоматически измененной породе указывает на преимущественный привнос их в породы.

При более поздних процессах эгиринизации, карбонатизации и хлоритизации наблюдается преимущественный вынос микроэлементов из пород. Установление корреляционной связи между элементами указывает на то (рис. 16, 17, 18), что характерными спутниками урана являются свинец, цирконий, титан, иттрий. Наблюдается сильная отрицательная связь между ураном и лантаном. Вместе с тем на месторождениях в отдельных зонах часто устанавливается их пространственное совмещение, из чего можно сделать вывод о длительной циркуляции растворов вдоль одних и тех же зон.

В заключительный этап в унаследованных структурах формируются настурановые руды. Как было показано ранее, связывание углекислоты в карбонатных минералах вызывает увеличение активности серы в растворах. На флангах зон карбонатного изменения пород развивается баритовая минерализация, а для зон окварцевания и кварцевых жил характерны сульфиды меди, свинца, цинка.

Изучение минерального состава и характера распределения малых элементов указывает на четкое проявление в метасоматитах вертикальной зональности. При этом миграция основных и малых элементов определяется температурой, составом растворов, общим давлением, парциальным давлением углекислоты и сернистых газов.

Возникает несколько метасоматических колонок:

*при щелочном метасоматозе:* а) по биотитовому сланцу: измененная порода — обогащенная гидробиотитом — слабо альбитизированная с примесью щелочного амфибола и эгирина — ин-

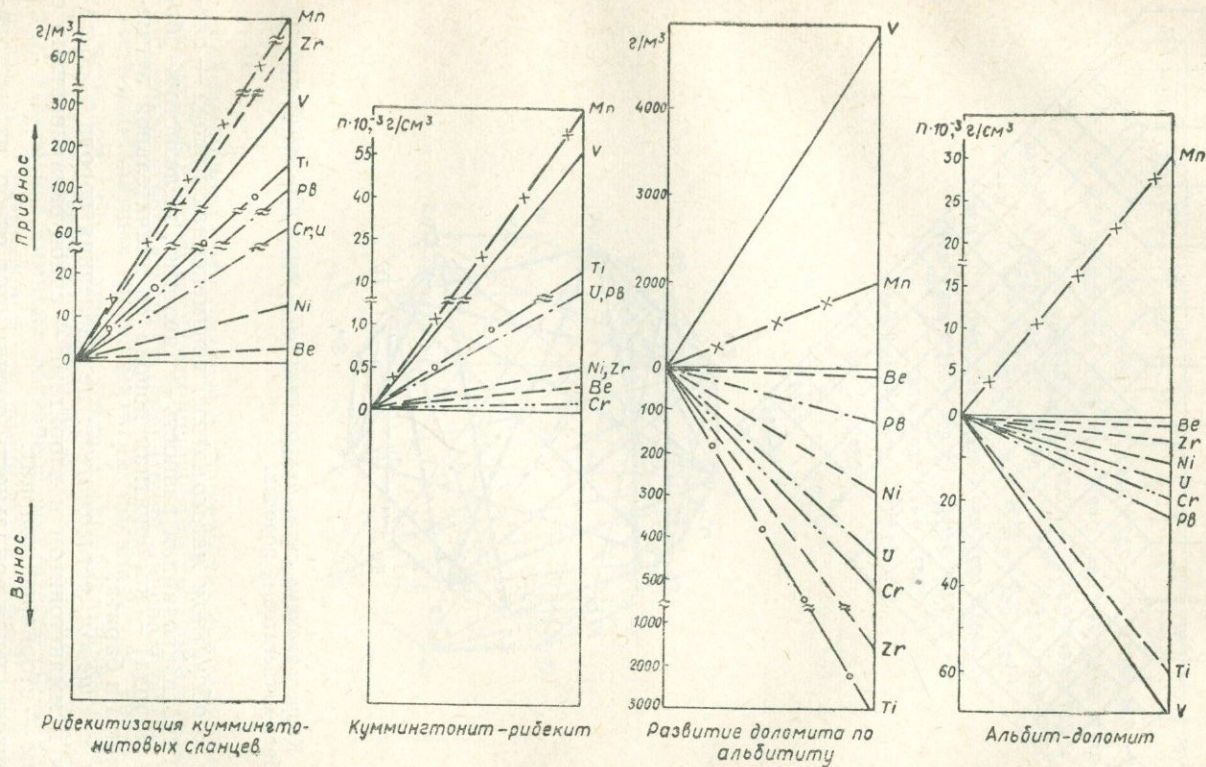


Рис. 15. Диаграммы привноса—выноса микроэлементов при метасоматическом замещении различных пород и минералов.



во времени и определяется циркуляцией этих растворов вдоль тектонических зон различного временного заложения.

Тесно связаны с характером метасоматических процессов на месторождениях ассоциации урановых минералов. С ранней ста-

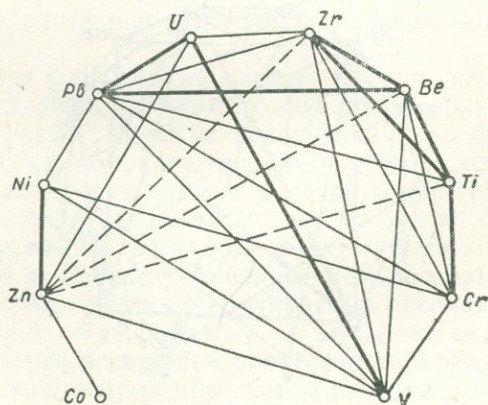
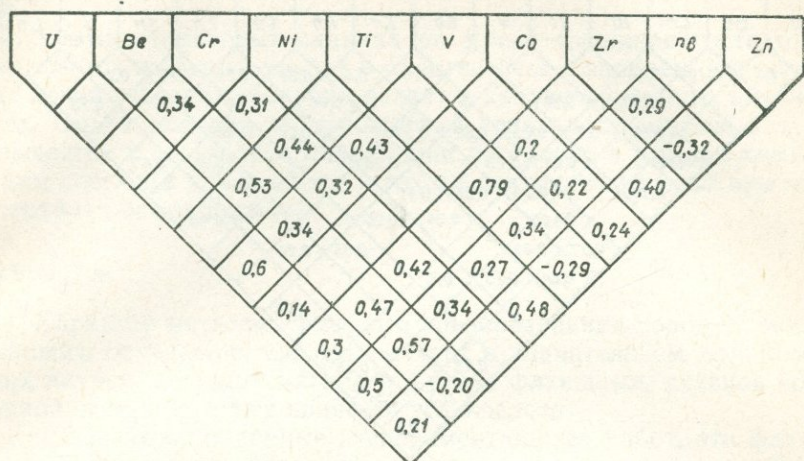


Рис. 17. Корреляционные связи микроэлементов в альбититах.

дий щелочного метасоматоза связана малакон-апатитовая минерализация, с более поздними щелочными метасоматитами — уранинитовая и ненадквит-браннеритовая минерализации. В железисто-карбонатных метасоматитах локализуется уранинитовая ассоциация. Со стадией поздних карбонатно-кварцевых жил ассоциирует настуран-кофинитовая и настурановая минерализации. Изменение химизма растворов вызывается снижением температуры и потерей при вскипании части углекислоты. Понижение температуры приводит к увеличению активности более сла-

бых оснований и к широкому развитию процессов карбонатизации. С потерей углекислоты связано увеличение щелочности флюида, система становится все более открытой по отношению

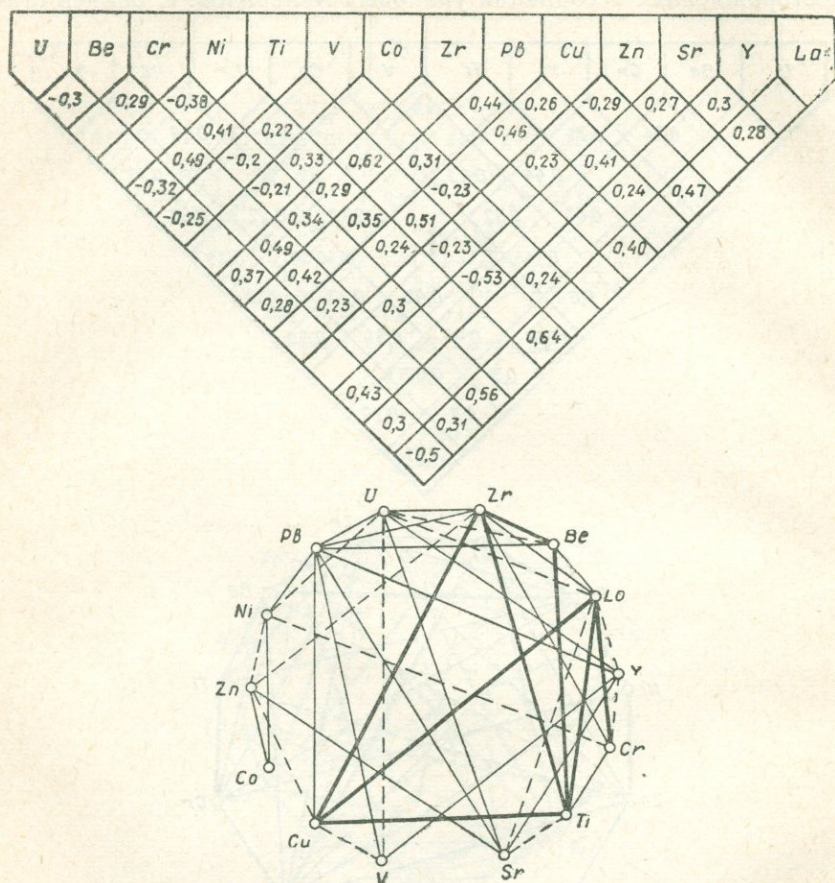


Рис. 18. Корреляционные связи микроэлементов в доломитах.

к кремнию и алюминию, содержание которых в растворе резко увеличивается. Одновременно с этими процессами происходит разрушение уранилкарбонатного комплекса и связывание урана в минеральной форме: силикатной — при наличии в растворе больших количеств кремнезема, или окисной — при обогащении пород элементами-восстановителями. Вокруг тел метасоматитов часто развиваются зоны с выщелоченным кварцем. Отложение породообразующих и рудных минералов приводит к уменьшению проницаемости пород.

Давление и содержание во флюиде углекислоты могут вновь

возрасти за счет поступления из глубин новых порций растворов. В этом случае при уменьшении растворимости кремния и алюминия вокруг зерен уранинита будет развиваться хлорит, а сами зерна будут сильно корродироваться при переходе урана в раствор.

В куммингтонитовых сланцах по зонам трещиноватости откладывается жильный альбит в парагенезисе с кварцем. Он же в виде новой генерации широко развит в кварцсодержащих альбитах. Описанная для месторождений зональность сильно затухивается в результате циркуляции растворов с разным химическим составом вдоль одних и тех же тектонических зон при их многократном подновлении.

## ВЫВОДЫ

1. Характер метасоматического преобразования пород в зонах уранового оруденения свидетельствует о значительном привносе в них натрия, кальция, магния и железа флюидами, главной составной частью которых является углекислота.

Как показывают данные экспериментальных работ, эти флюиды в определенных пределах температур и давлений способны мобилизовать в раствор и переносить значительные количества урана.

2. Зарождение флюидов, по нашему мнению, происходит при развитии в локальных вытянутых глубинных зонах процессов ультраметаморфизма. Высокая концентрация во флюиде углекислоты приводит к возникновению гетерогенной системы, состоящей из метаморфической породы, богатой водой гранитной магмы и находящимся в равновесии с ней флюидом, обогащенным карбонатами щелочных элементов. Этот процесс вызван слабой растворимостью углекислоты в силикатном расплаве по сравнению с водой, в результате чего силикатный расплав насыщается водой и возникает сосуществующая с ним флюидная фаза, обогащенная щелочами вследствие процессов карбонатизации. При переходе во флюид натрия образуется расплав микроклинового состава.

3. Несмотря на воздействие тектонических напряжений, приводящих к деформации пород, флюидная фаза остается внутри гетерогенной системы, так как она может изменять свой объем при сжатии, испытывая лишь фазовые переходы, в то время как силикатный расплав отжимается в области пониженных давлений. В природе этот процесс проявляется в виде многочисленных гранито-пегматоидных жил, предшествующих щелочному метасоматозу. Судя по включениям в минералах, процесс становления пегматитов носит сложный многоступенчатый характер, слагающие их минералы образуются в интервале 625—150° С. Лишь на последних стадиях в связи с наложением процессов окварцевания отмечены включения с высоким содержанием углекислоты,

что свидетельствует о начале развития щелочно-карбонатного этапа метасоматического изменения пород. Эти процессы развиваются частично вследствие приращения свободного объема при раскристаллизации расплавов, а в большинстве случаев обуславливаются новым этапом тектонических подвижек, создающим благоприятные условия для миграции флюида.

4. Устойчивость во флюиде того или иного компонента обуславливается температурой, рН раствора, парциальным давлением углекислоты и химизмом вмещающих пород. Для района месторождений, где степень регионального метаморфизма не превышает амфиболитовую ступень, наиболее характерны процессы натриевого и кальциево-магнезиально-железистого метасоматоза.

На стадии раннего натриевого метасоматоза по биотитовым сланцам развиваются серые мелкозернистые альбититы, по куммингтонитовым — рибекитизированные и частично эгиринизированные породы, по железистым роговикам — плотные, криптокристаллические эгириниты. При развитии процессов альбитизации и рибекитизации пород отмечено увеличение их магнитной восприимчивости в результате того, что освободившееся железо входит в магнетит. С этой стадией связана и некоторая миграция урана, концентрирующегося с торием и редкими землями в апатите и цирконе. В экзоконтактах зон натриевого метасоматоза наблюдаются процессы биотитизации актинолитовых сланцев, развитие в карбонатных породах флогопита в парагенезисе с торийсодержащим апатитом.

При связывании в породах натрия карбонатное соединение разрушается, освобождается анионная группа  $\text{CO}_3^{2-}$ , распадающаяся на  $\text{CO}_2$  и  $\text{O}_2$ . Резко возрастает окислительный потенциал системы, цвет альбититов изменяется с серого на красный. Вследствие преобладания в красящем пигменте гидроокислов железа рибекит более интенсивно замещается эгирином. Снижается температура метасоматических процессов. С этой стадией связаны интенсивный привнос и отложение в породах урана, так как возникают благоприятные условия для миграции его в шестивалентном состоянии.

Процессы, приводящие к выпадению урана из растворов, на этой стадии можно разделить на две группы. Процессы первой группы связаны с восстановлением урана до четырехвалентного слабо подвижного состояния при встрече растворов с породами, обогащенными закисным железом и сульфидами. Основной урановый минерал этих процессов — уранинит. Ко второй группе относятся процессы, связанные с попаданием растворов в зоны повышенной трещиноватости и удалением из них углекислоты. Разрушается уранилкарбонатный комплекс, интенсифицируется переход в раствор кремнезема и глинозема. Уран связывается в устойчивых при этих условиях силикатах урана, развивающихся

в парагенезисе с гидрослюдой. Часто наблюдается замещение уранинита силикатом урана.

В отдельных местах вдоль зон нарушений в альбититах отмечается густая вкрапленность граната, близкого по составу к андрадиту, — характерного продукта стадии раннего кальциево-железистого метасоматоза.

При дальнейшем снижении температуры активность кальция, магния и железа в растворах резко увеличивается. Широко развиваются процессы карбонатного метасоматоза, в которых сидеритовая и кальцитовая стадии последовательно сменяют друг друга. Урановое оруденение в основном связано с доломитовой стадией карбонатного метасоматоза.

При развитии этих процессов среди железистых кварцитов формируется железисто-карбонатный тип руд с настураном и уранинитом. Осаждение урана вызывается связыванием углекислоты при образовании карбонатов, разрушением уранилкарбонатного комплекса и восстановлением урана до четырехвалентного состояния. Уменьшение во флюиде концентрации углекислоты приводит к увеличению активности серы и развитию по периферии карбонатных тел густой вкрапленности пирита.

Часто в шлифах видно, что с понижением температуры зерна пирита испытывают термическое сжатие. Вокруг них развиваются каемки кварца с дисперсной вкрапленностью эгирина. Эти минеральные новообразования предшествуют процессам окварцевания, происходящим в стадию кварцевого метасоматоза.

В качестве самостоятельной стадии, как бы заключающей процессы эндогенного минералообразования, можно выделить жильную — карбонатно-кварцево-сульфидную. В отличие от стадий метасоматического изменения пород процессы переотложения минерального вещества в эту стадию локализуются в разобленных трещинах, имеющих с вмещающими породами резкие контакты. В карбонатных жилах, в основном кальцитового состава, встречаются скопления настурана, в кварцевых — кофинита. Дальнейшее преобразование пород связано с гипергенными процессами.

## **ПРОЦЕССЫ ФИЛЬТРАЦИИ И ИХ РОЛЬ В РУДООБРАЗОВАНИИ (ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ)**

Большое многообразие эндогенных рудных месторождений с различными генетическими признаками в основном связано с движением водных растворов (Белевцев, 1970). Геологические исследования, базирующиеся на экспериментальных моделированиях, лабораторных определениях, физико-химических и термодинамических анализах, подтверждают теорию метаморфогенного рудообразования, по которой допускается многопричинное образование рудных растворов (Белевцев, 1969). При любой генетической интерпретации растворы являются переносчиками рудогенных и петрогенных элементов.

Основными процессами, определяющими геохимическую подвижность компонентов, являются фильтрация и диффузия. Перемещение химических компонентов в земной коре ведет к рассеянию или концентрации их (Ферсман, 1934). Изучение процессов фильтрации и диффузии представляет огромный интерес и большую сложность. Эти процессы неразрывно связаны с ионным обменом, физико-химическими реакциями, сорбцией, электрокинетическими явлениями, действием физических полей и т. д. Эту сложную гамму явлений целесообразно называть гетерогенными процессами геохимической миграции (Голубев, 1968).

Процессы переноса компонентов вследствие фильтрации, безусловно, не отделены от диффузии. Они как бы переходят друг в друга или сопровождают один другого. В. С. Голубев (1970) вопрос взаимосвязи фильтрации и диффузии решает путем исследования уравнений материального баланса веществ и кинетики процессов.

Возможность изучения горных пород в генетическом плане по их физическим свойствам обуславливается наличием тесной связи между физическими и химическими свойствами пород. Проблема изучения физических свойств горных пород при фильтрации растворов в настоящее время изучена очень слабо. В процессе фильтрации исключительно важную роль играет комплекс физических свойств горных пород, которые способствуют или затрудняют фильтрацию растворов. Физические свойства пород зависят от условий и температуры образования, минерального

состава пород, структуры, текстуры, давления, глубин залегания и формирования пород, а также многих других геологических факторов. Следовательно, все эти факторы необходимо учитывать при изучении физических свойств. Кроме того, для различного состава растворов физические свойства пород будут проявляться по-разному.

Изучение процессов фильтрации растворов различной кислотности (щелочности), разного химического состава в широком интервале термодинамических условий позволит раскрыть условия образования руд и рудных тел, выявить закономерности их локализации, взаимосвязи с геологической средой, раскрыть генетический тип месторождения.

Настоящая глава посвящена некоторым вопросам динамики рудообразующих растворов. В связи с этим ставятся вопросы о влиянии на фильтрацию температуры, давления на раствор, всеобщего сжатия пород, состава и кислотности вод, пористости и проницаемости горных пород. Все это вопросы исследования физики переноса в открытых системах.

### СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ПРОБЛЕМЫ

При рассмотрении процессов переноса вещества через горные породы следует выделять: а) фильтрацию по трещинам, зонам разломов; б) фильтрацию по микро- и ультратрещинам и поровым каналам; в) диффузию вещества.

Движение растворов по трещинам, трещинным зонам и зонам разлома происходит по нелинейным законам фильтрации. Движение по порам, ультра- и микротрещинам основывается главным образом на линейных закономерностях. Впервые количественный признак линейности фильтрации растворов был установлен акад. Н. Н. Павловским (1962). Он предложил использовать безразмерный параметр  $Re$  (число Рейнольдса), который является мерой отношения сил инерции к силам внутреннего трения:

$$Re = \frac{v \cdot D}{\nu},$$

где  $v$  — средняя скорость течения по трубе;  $D$  — диаметр трубы;  $\nu$  — коэффициент кинематической вязкости.

Критическое значение числа  $Re_{кр} = 7,5 \div 9$ , т. е. если  $Re$  больше верхнего значения  $Re_{кр}$ , закон Дарси нарушен. Кроме того, число Рейнольдса можно определить и по формулам В. Н. Щелкачева, М. Д. Миллионщикова, М. Х. Минского и др.

При изучении динамики растворов следует рассматривать взаимосвязь ламинарного и турбулентного режима течения. При малых скоростях будет устойчив ламинарный режим, а при увеличении скорости течения — турбулентный. Опыты Л. С. Линдквиста свидетельствуют о том, что при нарушении закона фильтрации Дарси ламинарность течения в пористой среде сохраня-

ется, а признаки турбулентности появляются лишь при величинах  $Re$ , значительно превышающих указанные. Во всех случаях наблюдается постепенный переход от закона фильтрации Дарси к нелинейности, и только при резком изменении ширины потока возможен скачкообразный переход (Пыхачев, 1961).

При моделировании процесса фильтрации нами исследуется движение растворов в горных породах по линейному закону Дарси, где скорость фильтрации пропорциональна градиенту давления. Закон Дарси применим не только для стационарных течений, а и для случая, когда расход является переменной величиной (Пэк, 1967). А. А. Пэк в той же работе указывает, что в природных условиях при течении жидкости в породах практически не встречаются градиенты давления и скорости, при которых начинают сказываться инерционные эффекты. Следовательно, вся классическая теория течения жидкости в пористых средах основывается на законе Дарси.

Процессы фильтрации в основном изучались для решения задач нефтяной геологии. Исследование и интерпретация процессов фильтрации в применении к изучению генезиса рудных месторождений до 60-х годов XX ст. почти не проводились. Поэтому многочисленная литература, освещающая те или иные стороны процесса фильтрации, связана с эксплуатацией и поисками нефтяных месторождений. Это работы П. П. Авдусина, А. Г. Алиева, В. М. Бортницкой, Н. С. Гудок, В. Н. Дахнова, П. П. Екимова, С. Л. Зака, В. Ф. Индутьного, М. К. Калинин, В. Н. Кобрановой, Ф. И. Котяхова, А. И. Кринори, Л. С. Лейбезона, К. Г. Оркина, Б. Ф. Ремнева, А. Н. Снарского, Е. М. Смехова, А. А. Ханина и других исследователей. Из зарубежных авторов можно назвать А. Э. Шейдеггера, Р. Л. Уайтинга, Д. У. Амикса, С. Дж. Пирсона и др. Вопросам гидродинамики фильтрации и диффузии посвящены работы Д. С. Коржинского, Б. О. Эршлера, В. Гаккера, В. А. Жарикова, Р. И. Дубова, В. С. Голубева, Л. Н. Овчинникова, Б. В. Залесского, Е. А. Саниной, А. С. Шура, А. А. Пэка, Ю. П. Желтова и др.

Фундаментальными работами в области геохимической миграции являются труды В. И. Вернадского, А. Е. Ферсмана, Д. С. Коржинского. Так, А. Е. Ферсман (1934) выделяет внутренние и внешние факторы миграции химических элементов. К внутренним он относит физические константы веществ, реакционную способность атомов и соединений, энергетические и кристаллохимические свойства, гравитационные и радиоактивные свойства атомов. К внешним факторам он относит космическую миграцию, миграцию в расплавах, миграцию в водных растворах, газовых смесях и надкритических растворах, механическую миграцию, миграцию в коллоидной и монокристаллической среде, миграцию в твердом виде, биохимическую и промышленную миграцию и другие физико-химические факторы рассеяния и концентрации элементов.

Исключительный интерес представляют работы Коржинского по диффузному и фильтрационному обмену компонентов в породах. Компоненты переносятся посредством диффузии через поровый раствор. Теория Коржинского о метасоматических процессах способствует развитию экспериментальной геологии в области геохимической миграции и минералообразования (Коржинский, 1936, 1942, 1947, 1951, 1952). Огромное значение имеет принцип дифференциальной подвижности элементов Коржинского.

При всех геологических процессах циркуляция растворов происходит не только по открытым системам (трещинам), но и по системам пор, микро- и ультратрещинам. Движение растворов по «закрытым» системам является качественно иным, чем при свободном течении. При этом наблюдается явление, названное фильтрационным эффектом, — задержка и отставание растворенного вещества от растворителя. Фильтрационный эффект впервые изучал профессор Института химии пищевых средств Б. О. Эршлер (1934). В своей работе «О применении ультрафильтрации для разделения коллоидов» Эршлер установил, что при фильтрации органических растворов через неорганические мембраны происходит понижение концентрации фильтрата. Мембрана оказывается менее проницаемой для растворенного вещества, чем для растворителя.

В дальнейшем исследования В. Гаккера (1941) подтвердили выводы Эршлера о том, что концентрация раствора над фильтром повышается, а задержку растворенного вещества нельзя объяснить адсорбцией его мембраной. По мере повышения концентрации раствора над фильтром повышается и концентрация фильтрата. Было установлено, что задержка мембраной некоторых веществ может достигать 30—50% количества вещества в растворе.

Д. С. Коржинский (1947) произвел теоретическое исследование уравнения фильтрационного эффекта

$$dm = \varphi cdV.$$

Количество растворенного вещества  $dm$ , прошедшее через фильтр, пропорционально объему раствора  $V$ , прошедшему через фильтр, и в первом приближении пропорционально концентрации раствора  $c$ ,  $\varphi$  — коэффициент увлекаемости растворенного вещества растворителем. Коржинский указал на возможность проявления фильтрационного эффекта при метаморфизме пород. Был высказан эмпирический принцип «дифференциальной подвижности» компонентов пород, который заключается в том, что всякий вид преобразования горных пород происходит так, будто рассматриваемая система замкнута в отношении менее подвижных компонентов (содержание этих компонентов постоянно) и вполне открыта в отношении более подвижных компонентов (постоянна их

концентрация в растворе). Величину фильтрационного эффекта обыкновенно выражают в процентах задерживаемого фильтром вещества по отношению к количеству вещества, первоначально содержавшегося в прошедшем через фильтр растворе. Однако экспериментальное исследование явления фильтрационного эффекта было ограничено только областью коллоидных фильтров. Изучать это явление в геологии впервые начали в Горно-геологическом институте Уральского филиала АН СССР (Овчинников и Максенов, 1949). Л. Н. Овчинников и А. С. Шур (1953, 1955) попытались установить фильтрационный эффект и определить зависимость его от природы раствора, концентрации, материала фильтра, температуры, давления, скорости перемешивания фильтрующегося раствора и других факторов, влияющих на фильтрацию.

В области термодинамики метасоматических процессов особое место занимают работы В. А. Жарикова (1965), основанные на теории фильтрационного эффекта.

В 1963 г. вышла работа В. А. Жарикова, Т. П. Дюжиковой, Э. М. Максаковой «О фильтрационном эффекте в растворах электролитов». Авторы изучали фильтрационный эффект на чистом кварцевом песке. Они установили величины фильтрационного эффекта для различных солей в зависимости от скорости перемешивания раствора.

По вопросу механизма фильтрационного эффекта нет единого мнения. Коржинский высказал гипотезу о «кислотно-фильтрационном» эффекте, согласно которой фильтрационный эффект выражается в отношении кислотных и основных компонентов раствора таким образом, что фильтрация первых происходит быстрее, чем вторых.

Экспериментальные работы Овчинникова, Максенова и Шура подтвердили существование фильтрационного эффекта на основании понижения концентрации солей в фильтрате. Такое изменение концентрации показывает, что фильтрационный эффект имеет механизм, отличный от сорбционного. Овчинников и Шур связывают фильтрационный эффект с «эффектом сита» для ионов различного размера в зависимости от радиуса гидратированного иона.

В. А. Жариков установил, что скорость фильтрации анионов растворенной соли всегда больше скорости фильтрации катионов той же соли. Быстрая фильтрация анионов вызывает изменение концентрации водородных ионов, приводя к возрастанию кислотности вначале потока. Предполагается, что на движение катионов и анионов вблизи поверхности кварцевых зерен в диффузной части слоя будет оказывать влияние электрическое поле двойного электронного слоя. Катионы будут тормозиться притяжением отрицательно заряженной поверхности, анионы — ускоряться.

В какой-то мере сводной работой в области фильтрационного эффекта является диссертация А. С. Шура (1963) «Роль капил-

лярных явлений в процессах минерало- и рудообразования». Шур исследует механизм переноса вещества в растворах, а также причины дифференциальной подвижности компонентов раствора. Он указывает на зависимость величины фильтрационного эффекта от размеров гидродинамических радиусов ионов. Перенос вещества в сложных капиллярных системах он объясняет конвективной диффузией и строением двойного электрического слоя. Электрокинетический потенциал характеризует фильтрационный эффект и определяет движение ионов в растворе. Повышение концентрации раствора над фильтром отвечает положительному, а повышение концентрации фильтрата — отрицательному заряду поверхности фильтра. Соответственно этому Шур вводит понятие положительного и отрицательного фильтрационного эффекта согласно знаку заряда фильтра.

В настоящее время предполагается существование фильтрационного эффекта при прохождении растворов через горные породы, однако механизм явления остается спорным. Трудность изучения механизма фильтрационного эффекта состоит в том, что его нельзя выделить и изучить в «чистом виде», он осложнен различными попутными явлениями, требующими комплексного изучения и многосторонних знаний из различных областей наук.

Вопросу фильтрационного эффекта посвящен еще ряд работ. Р. И. Дубов (1966), в частности, пишет, что при фильтрации на стенках поровых каналов в связи с сорбцией полярных молекул или ионов возникает разность потенциалов. Под влиянием этого электрического поля к стенкам притягиваются ионы противоположного знака, образуя диффузионную часть двойного электрического слоя. При движении раствора в прилегающей к стенкам области диффузионной части двойного электрического слоя ионы могут удерживаться около стенок. В связи с действием гетеродиффузии, препятствующей бесконечному повышению концентрации катионов возле стенок пор, через определенное время достигается динамическое равновесие с компенсацией отрицательного заряда фильтра. Концентрация ионов, заряд и подвижность определяют электропроводность раствора.

В работах В. С. Голубева, А. А. Гарибянца, А. А. Беуса (1966, 1968) доказывается, что концепция фильтрационного эффекта является лишь качественной теорией геохимической миграции.

В процессе фильтрации растворов растворенные вещества взаимодействуют друг с другом и с породами — сортируются, обмениваются ионами и вступают в химические реакции. В результате вещество из подвижной фазы переходит в неподвижную.

В отличие от рассмотренных работ по фильтрации и диффузии Голубев (1968, 1970) развивает теорию геохимической миграции элементов с учетом сорбции и химического взаимодействия. Он пытается охарактеризовать гетерогенные процессы геохимической миграции в пространстве и времени.

Основополагающие работы Д. С. Коржинского (1951, 1952, 1953) в области диффузии раскрывают сущность миграции вещества в природных условиях. При диффузии растворенные компоненты через неподвижные или движущиеся поровые растворы могут диффундировать в сторону понижающейся концентрации. Линейное изменение концентрации раствора — необходимое условие диффузии. В процессе диффузии диффундирующее вещество может химически взаимодействовать с вмещающими породами. Как и при фильтрации, на диффузию оказывают влияние физические свойства горных пород (пористость, трещиноватость, проницаемость, дискретность и др.).

Законы диффузии впервые были сформулированы Фиком. Согласно закону Фика, масса компонента, проникающего путем диффузии, пропорциональна градиенту концентрации этого компонента в направлении переноса, т. е. снижению концентрации на единицу расстояния:

$$j_D = -D \text{ grad } c,$$

где  $j_D$  — диффузионный поток, т. е. количество вещества, переносимого диффузией через  $1 \text{ см}^2$  сечения среды в  $1 \text{ сек}$ ;  $D$  — коэффициент пропорциональности между потоком и градиентом концентраций или коэффициент диффузии.

С изменением диффузионного потока во времени происходит накопление или вынос вещества. Следует выделить самодиффузию, обусловленную тепловым движением частиц, молекул, атомов, ионов, и взаимодиффузию, или просто диффузию, протекающую в смеси веществ. Самодиффузия представляет собой беспорядочное движение частиц и вряд ли возможна в геологических процессах. Диффузия в растворах переменной концентрации создает направленные потоки, стремящиеся к выравниванию концентрации. Вследствие диффузии система стремится перейти в состояние термодинамического равновесия, отвечающего равенству концентраций каждого компонента в любой части системы (Голубев, 1968). Перенос вещества в жидкой системе обусловлен молекулярной диффузией, а скорость переноса, согласно закону Фика, зависит от градиента концентрации. Вещество, поступающее при диффузии, может сортироваться или вступать в химическое взаимодействие с вмещающей горной породой.

Следует подчеркнуть огромную роль процессов диффузии при минерало- и рудообразовании. Особенно велико значение диффузии, связанной с фильтрацией растворов. В этом случае диффузию можно считать продолжением фильтрации в условиях отсутствия движения растворов или при малых скоростях фильтрации. Скорость диффузии при этом будет зависеть от длины фронта диффундирующего раствора.

Из экспериментальных данных известно, что диффузия в породах протекает по межагрегатным порам, если поры заполнены водой.

Остановимся на диффузии газов. Если диаметр пор больше длины пробега молекул газа, то перенос будет аналогичен жидкой фазе:

$$\lambda \left( \frac{\lambda}{d} \ll 1 \right).$$

При  $\frac{\lambda}{d} \gg 1$  механизм переноса вещества носит название кнудсовской диффузии. В случае  $\frac{\lambda}{d} \ll 1$  происходит цеолитовая диффузия. Так как горные породы имеют очень сложное поровое строение, то и перенос вещества посредством диффузии будет комплексный. О значимости диффузии в геологических процессах можно судить по вычисленным данным о дальности диффузионной миграции газов (табл. 12).

Таблица 12. Дальность диффузионного проникновения газов из залежей в зависимости от продолжительности миграции (по данным П. Л. Антонова, 1964)

<i>D</i> , см <sup>2</sup> /сек	Дальность диффузионного проникновения, м						
	10 млн. лет	25 млн. лет	50 млн. лет	100 млн. лет	200 млн. лет	300 млн. лет	400 млн. лет
$5 \cdot 10^{-5}$	8400	13300	18800	26700	37700	46200	53300
$1 \cdot 10^{-5}$	3750	5950	8400	11900	16800	20600	23800
$5 \cdot 10^{-6}$	2680	4200	5940	8430	11850	14500	16800
$1 \cdot 10^{-6}$	1200	1880	2650	3760	5300	6500	7520
$5 \cdot 10^{-7}$	840	1330	1880	2670	3770	4620	5330
$1 \cdot 10^{-7}$	375	595	840	1190	1680	2060	2380
$5 \cdot 10^{-8}$	268	422	594	843	1185	1450	1680
$1 \cdot 10^{-8}$	120	188	265	376	530	650	752
$5 \cdot 10^{-9}$	84	133	188	267	377	462	583
$1 \cdot 10^{-9}$	38	60	84	119	168	206	238

## ФИЛЬТРАЦИЯ

Начало развития теории фильтрации было заложено в середине XIX ст. французским гидравликом Генри Дарси, который занимался экспериментальным изучением движения воды через песчаные фильтры. Классическое уравнение движения воды, предложенное Дарси (1856), было единственным в своем роде в изучении течения флюидов через пористые среды.

В 1922 г. акад. Н. Н. Павловский сформулировал задачи подземной гидравлики как краевые задачи математической физики.

Он впервые предложил использовать в качестве критерия действия закона фильтрации Дарси число Рейнольдса.

Дальнейшие теоретические и экспериментальные исследования были проведены акад. Л. С. Лейбензоном в 1921—1934 гг. Он впервые вывел дифференциальное уравнение движения газа. Дальнейшее развитие теории динамики растворов и газов получила в работах Г. Б. Пыхачева, В. Н. Щелкачева, В. Н. Кобрановой (1962), А. Н. Снарского (1961), Пэка А. А. (1968) и других исследователей. Но, к сожалению, в настоящее время очень мало работ по фильтрации и динамике растворов, посвященных процессам рудообразования. В основном вопросы динамики растворов разработаны для теоретической и прикладной геологии нефти.

В настоящее время главными факторами, влияющими на процессы рудообразования, считают физико-химические и термодинамические условия, состав исходных пород, структурные условия и др. В результате взаимодействия многочисленных факторов генезис месторождений очень сложный. Сложность обусловлена еще длительностью и изменчивостью процессов во времени. Основными критериями в развитии генетических представлений являются сравнительный метод актуализма, наблюдение конечных результатов процесса в природе и экспериментальное моделирование.

В познании сложных законов рудообразования характеристика физических свойств горных пород и изучение процессов фильтрации дают достоверные представления о наличии или отсутствии благоприятной обстановки для локализации рудного вещества.

При моделировании процессов фильтрации мы выделяем несколько возможных вариантов.

1. Давление на раствор, геостатическое давление и противодавление равны между собой:

$$P_1 = P_2 = P_3 \text{ — изотропное давление.}$$

Этот случай характерен для закрытых систем. В природных условиях возможен, но, вероятно, не имеет большого значения в процессах минерало- и рудообразования.

2. Геостатическое давление меньше направленного давления на раствор. Здесь можно предположить три случая:

$$\text{а) } P_2 < P_1 = P_3,$$

$$\text{б) } P_2 < P_1 > P_3,$$

$$\text{в) } P_2 < P_1 \gg P_3.$$

3. Геостатическое давление больше пластового давления, при котором происходит фильтрация раствора. Для этой модели

можно выделить также три случая:

а)  $P_2 > P_1 = P_3$ ,

б)  $P_2 > P_1 > P_3$ .

в)  $P_2 > P_1 \gg P_3$ .

Наши экспериментальные работы по фильтрации отражают случай, когда растворы движутся под давлением, меньшим общегосжатия пород и значительно большим противодавления. В настоящее время нами разработана дополнительная аппаратура для моделирования фильтрации с противодавлением, несколько меньшим давления раствора. Мы считаем, что такой случай возможен в природных условиях. На это указывал в своих работах Д. С. Коржинский (1945, 1950, 1953). В частности, он выдвинул предположение о том, что при метасоматозе минералы породы, как правило, находятся под более высоким давлением, чем поровые растворы. Поровый раствор может просачиваться через породы только в сторону непрерывно падающего давления раствора. «При метасоматозе происходит выполнение всех трещин и пустот, что указывает на перенасыщенность растворов, т. е. на то, что поровые растворы всегда находятся под меньшим давлением, чем минералы породы» (Д. С. Коржинский. Труды четвертого совещания по экспериментальной минералогии и петрографии, в. II, стр. 33).

При изучении движения растворов следует различать давление, которое испытывают породы, и давление на растворы. «Если рассматривать только гидростатическое давление, то на малых глубинах, где количество сообщающихся пор большое, давление на флюиды будет меньше, чем на породы, тогда как на большей глубине вследствие реакции дегидратации, повышения температуры и уменьшения проницаемости пород, давление на флюиды будет большим, чем на породы» (Я. Н. Белевцев и др. «Проблемы теории и эксперимента в рудообразовании». «Наукова думка», К., 1966, стр. 46). Эти закономерные явления могут резко нарушаться под влиянием одноосного направленного давления, которое является одним из основных факторов движения растворов. К главным причинам движения растворов можно отнести тектонические, гравитационные и др.

Давление на раствор при фильтрации не зависит от состава пород. Давление поровых растворов будет зависеть от глубины, а внутри породы давление растворов является независимым параметром.

Происхождение напряжений имеет начало кинематического рода (движение земной коры) или статического (давление слоев перекрывающих пород).

Известно (Керн и Вайсброд, 1966), что в зонах относительно близких к поверхности давление жидкости равно гидростатиче-

скому, т. е. равно весу столба воды с сечением  $1 \text{ см}^2$  и высотой  $h$ :

$$P_{\text{ждк}} = h,$$

где  $h$  — глубина в  $m$ ;  $P_{\text{ждк}}$  — давление жидкости в  $\text{кг}/\text{см}^2$ .

Среднее метасоматическое давление ( $P_{\text{ТВ}}$ ) можно выразить через глубину и плотность пород:

$$P_{\text{ТВ}} = \rho \cdot h.$$

Отсюда легко найти зависимость давления жидкости от метасоматического давления. Для общего случая

$$P_{\text{ждк}} = 0,3 \div 0,4 P_{\text{ТВ}} \text{ (по Р. Керну и А. Войсброду)}$$

или

$$P_{\text{ждк}} = \lambda \cdot P_{\text{ТВ}},$$

где  $\lambda$  — коэффициент пропорциональности, изменяющийся от нуля до единицы:

$\lambda = 0,3 \div 0,4$  — для приповерхностных зон,

$\lambda = 1$  — для закрытых систем,

$\lambda = 0$  — когда жидкость отсутствует.

При рассмотрении процессов метаморфизма (Маракушев, Федькин, 1969) предполагается, что давления на минералы значительно превышают парциальные давления летучих компонентов.

Таким образом, мы приходим к выводу, что невозможно представить процессы минерало- и рудообразования без фильтрации растворов. В доказательство этого можно привести известные работы по газовой-жидким включениям в породах и рудах различных генетических типов (Ермаков, 1950, 1968; Смит, 1956; Калюжный, 1960; Лесняк, 1964).

#### АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Правильная постановка экспериментальных работ обеспечивает достоверность результатов исследования, определяет возможность сопоставления и применения их для практических и теоретических построений.

Основными требованиями, предъявляемыми к эксперименту, является идентичность условий и термодинамический контроль процесса.

В настоящее время нет унифицированной специальной аппаратуры для изучения процессов фильтрации растворов. Существующая аппаратура (модель АКМ-2) не позволяет вести эксперименты с растворами из-за коррозионности узлов установки. Недостатком установки является и отсутствие устройства, позво-

ляющего вести эксперимент при больших градиентах с противо-  
давлением на выходе (при гидростатическом давлении  
 $1-100 \text{ кг/см}^2$  и более).

Поэтому мы несколько изменили конструкцию установки, за-  
менив все ее узлы на узлы из высококачественной нержавеющей  
стали. В связи с изменением конструкции появилась возможность  
проводить одновременно три эксперимента.

Конструкция трехкамерной установки представляет собой  
проточную систему, позволяющую использовать ненарушенный  
образец горной породы. Система является открытой, где темпера-  
тура, давление, концентрация и состав раствора — независимые  
переменные. Предельное давление системы  $600-800 \text{ кг/см}^2$ , пре-  
дельная температура опыта —  $300 \div 350^\circ \text{C}$ .

Модернизированное решение установки АКМ позволяет про-  
изводить такие исследования:

- 1) определять абсолютную проницаемость горных пород;
- 2) определять зависимость проницаемости от температуры,  
градиента давления, геостатического давления от состава и  
кислотности раствора;
- 3) определять проницаемость пород с противодавлением от  
1 до  $200-300 \text{ кг/см}^2$ ;
- 4) определять эффективную пористость горных пород;
- 5) определять фильтрационный эффект;
- 6) определять физико-химические процессы взаимодействия  
при фильтрации.

Температура регистрируется и регулируется с помощью элек-  
тронной аппаратуры. Давление поддерживается в заданных пре-  
делах высокоточными электроконтактными и образцовыми манометрами.

Для получения сравнимых результатов необходимо проводить  
тщательный отбор каменного материала. Большую сложность  
представляет изготовление образцов. Они должны быть цилин-  
дрической формы со строго параллельными плоскостями. При  
обработке и доводке до заданных размеров происходит частич-  
ное нарушение поровых каналов. Естественная пористость  
поверхности восстанавливается тщательной промывкой образца  
в разбавленной кислоте. Отмытый и взвешенный образец высу-  
шивается при температуре  $105-110^\circ \text{C}$  в вакуумном сушильном  
шкафу до постоянного веса. В дальнейшем образец помещается  
в рабочую камеру установки. Через резиновый или фторопласто-  
вый манжет (в зависимости от температуры опыта) образец под-  
вергается всестороннему сжатию, соответствующему геостатиче-  
скому давлению. Одновременно с помощью гидравлического на-  
соса создается направленное давление на раствор, благодаря  
которому происходит фильтрация раствора. Всестороннее давле-  
ние на  $25-50 \text{ кг/см}^2$  больше давления раствора.

Фильтрат, прошедший через породу, подвергается физико-  
химическому анализу, а по количеству раствора определяется

проницаемость породы. По результатам эксперимента можно анализировать изменение исходного раствора, определять физические свойства горной породы и петрохимические изменения ее.

#### ПРОНИЦАЕМОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

Наши исследования посвящены одному из физических свойств горных пород — динамической проницаемости как одной из главных физических характеристик процесса фильтрации растворов. Проницаемость пород обуславливает подвижность компонентов в геохимическом процессе. Следовательно, проницаемость является одним из основных параметров, определяющих динамику или отложение полезных компонентов.

Известно, что поровое пространство каркаса горной породы имеет весьма сложное строение. Поры, микро- и ультратрещины могут при этом не сообщаться по кратчайшему расстоянию, а некоторые (при определенных градиентах давления) могут быть вообще изолированы. Исходя из этого, в процессе фильтрации раствора через породу будут наблюдаться локальные градиенты давления. В определенных структурных положениях падение градиента, а следовательно, уменьшение проницаемости будет способствовать отложению минерального вещества.

Исследования проведены на материале одного из месторождений УЩ, связанного с альбитизацией. Рассмотрены главные разновидности пород — гнейсы, граниты, мелкозернистые (апогнейсовые) и крупнозернистые (апогранитовые, апомикроклинитовые) альбититы.

Полевыми наблюдениями установлено, что между гнейсами, гранитами, микроклинитами и альбититами существуют постепенные переходы, которые являются следствием ультраметаморфизма и последующего метасоматоза. На тектонически подготовленных участках метасоматические процессы создали гамму переходных пород к альбититам. Породы, переработанные термальными растворами, образуют зонально построенные тела, внутренняя часть которых представлена альбититами (Казанский и др., 1968). В дальнейшем породы подвергались интенсивному катаклазу, милонитизации с наложенной минерализацией темноцветных минералов, способствовавшей, вероятно, смене геохимического барьера. Этот процесс в некоторых случаях привел к отложению рудного вещества.

Мы считаем, что интенсивность процесса и его направленность, с точки зрения проницаемости, может быть отображена с помощью сопоставления числовых величин коэффициентов проницаемости.

Коэффициент проницаемости устанавливает функциональную зависимость скорости фильтрации жидкости от градиента давления. При экспериментах мы определяли коэффициенты абсолютной проницаемости, а также начали определять фазовую прони-

цаемость. В качестве исходного раствора использовали нейтральные и щелочные растворы. Щелочная среда создавалась с помощью  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  различной концентрации. Коэффициенты проницаемости определены по единичному замеру расхода жидкости за пять и семь часов. По всем определениям рассчитаны средние значения коэффициентов проницаемости. (Безусловно, время проведения эксперимента не сопоставимо со временем геологического формирования статического напряжения и состава пород). Такие исследования способствуют раскрытию термодинамики процесса, не нарушая при этом «порога» статической упругости.

Проведены определения коэффициентов проницаемости для нейтральных сред при температуре  $20^\circ\text{C}$ , давлении на раствор от 10 до  $450 \text{ кг/см}^2$  и всестороннем давлении, соответственно, от 60 до  $500 \text{ кг/см}^2$ . Проведена первая серия опытов с температурой до  $300^\circ\text{C}$  для нейтральных растворов. Наши данные позволяют сопоставить проницаемость горных пород в зависимости от их минерало-петрографического состава с изменением температуры, давления и состава раствора. Как известно, горные породы в их естественном залегании находятся в сложных термодинамических условиях. Задачи воссоздания «первичных» представлений о физическом состоянии пород еще сложнее. Проницаемость пород изменяется в широком диапазоне. Кроме указанных факторов, на нее будут влиять различия минерального состава, структура поровой системы, переменная величина эффективной пористости, степень катаклаза, направление фильтрации относительно слоистости или ориентировки минералов и другие факторы. Поэтому величины абсолютной проницаемости мы считаем лишь сопоставительными характеристиками горных пород.

Вопросы проницаемости и некоторые закономерности фильтрации растворов были изложены ранее (Николаенко, 1966, 1969, 1970).

На основании изучения проницаемости мы можем установить направленность и ход процесса, закономерности влияния различных термодинамических и химических факторов на фильтрацию растворов.

Рассчитанные средние значения коэффициентов проницаемости для основных типов пород имеют следующие значения (в *мдарси*):

для гнейсов	$K_{пр} = 7,0 \cdot 10^{-4}$
для гранитов	$K_{пр} = 8,0 \cdot 10^{-3}$
для крупнозернистых альбититов	$K_{пр} = 5,0 \cdot 10^{-2}$
для мелкозернистых альбититов	$K_{пр} = 2,0 \cdot 10^{-2}$

Для катаклазированных альбититов проницаемость увеличивается в десятки и первые сотни раз в зависимости от степени катаклаза.

Из анализа экспериментальных значений коэффициентов проницаемости видно, что проницаемость от гнейсов и гранитов уве-

личивается к метасоматитам. Таким образом, изменение проницаемости показывает направленность процесса.

Милонитизированные разности имеют проницаемость значительно ниже тех пород, по которым они образовались. Уменьшение проницаемости пород в зонах милонитизации, видимо, связано с последующей перекристаллизацией минералов, дальнейшим сжатием этих участков и наложенной последующей минерализацией. Несомненно, что зоны милонитизации в начальных стадиях метасоматической деятельности служили подводными каналами и имели высокую проницаемость. Кроме того, милониты могли уплотниться при диффузионном метасоматозе. Проницаемость рудных пород несколько увеличивается по сравнению с теми же, но безрудными. Увеличение проницаемости хорошо согласуется с увеличением степени катаклаза (рис. 24).

Процессы простой и сложной (химической) десиликации при метасоматозе подготавливают условия для хорошей транспортировки рудного вещества. Увеличивается эффективная удельная поверхность, структура минералов становится более открытой. Эти факторы являются лишь достаточными, но не определяющими в рудоотложении. Главным будет последующее поступление рудных растворов, смена кислотности среды в зонах встречи растворов, а следовательно, изменение окислительно-восстановительного потенциала с участием минералов-восстановителей. Эти зоны, вероятно, должны быть пересекающимися. Установленная анизотропия проницаемости пород и фильтрация за счет локальных градиентов давления (Пэк, 1968) позволяют допустить встречу растворов и смену их рН и  $Eh$  в определенных элементах структуры. Следовательно, определяющими факторами рудной минерализации являются тектонические пересекающиеся зоны и благоприятные структуры.

#### ВЛИЯНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ

Известно, что в физико-химических превращениях температура оказывает главное влияние на ход процесса. При исследовании влияния температуры на фильтрационные свойства горных пород были взяты нейтральные и щелочные растворы. Нейтральная среда использована для получения реперных значений, щелочная — для моделирования обстановки метасоматического процесса. Полученные результаты для нейтральной среды позволили построить температурную зависимость, представленную на рис. 19. При исследовании влияния температуры на фильтрационные свойства горных пород выявлено, что до температуры примерно  $100^{\circ}\text{C}$  проницаемость несколько уменьшается. При дальнейшем повышении температуры проницаемость пород интенсивно растет. Так, для гранита коэффициент проницаемости при  $20^{\circ}\text{C}$  равен  $6,1 \cdot 10^{-4}$  мдарси, при  $100^{\circ}$  —  $3,4 \cdot 10^{-4}$ , при  $200^{\circ}$  —  $5,1 \times 10^{-4}$  и при  $300^{\circ}\text{C}$  —  $5,1 \cdot 10^{-3}$  мдарси. Объяснением уменьшения

скорости движения раствора в интервале малых температур может служить следующее. Известно, что с увеличением температуры вязкость растворов уменьшается и растворы должны становиться подвижнее. Но, вероятно, в интервале малых температур влияние коэффициента объемного расширения минералов будет сказываться больше, чем изменение вязкости. Следовательно, поровые каналы за счет объемного расширения зерен минералов будут сужать поровое пространство и уменьшать эффективную удельную поверхность. Но такое воздействие коэффициента объемного расширения может сказываться до определенных температур. Вероятно, это воздействие будет разным для различных пород (рис. 19) и растворов. Возможен также вариант затушевывания этого эффекта за счет внутривывихового давления. На рис. 24 показано, что для гнейсов, например, пределы уменьшения и увеличения проницаемости с повышением температуры разные для среды разной щелочности. Скорость упругих продольных и поперечных волн до  $150^{\circ}\text{C}$  не изменяется. Выше  $150^{\circ}\text{C}$  волновая скорость убывает, а значит, должна увеличиваться проницаемость пород и скорость фильтрации растворов. Можно сделать вывод о том, что температурное воздействие от  $100\text{--}150^{\circ}\text{C}$  и выше интенсифицирует процессы фильтрации и физико-химическое взаимодействие. Поскольку область эндогенного рудообразования определяется средними глубинами  $1\text{--}5\text{ км}$ , то, естественно, температурное влияние будет способствовать передвижению растворов.

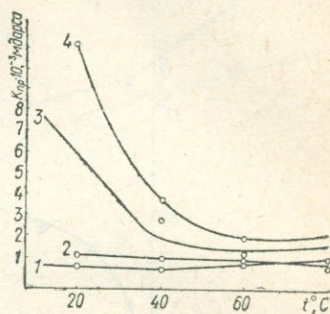


Рис. 19. Изменение проницаемости горных пород при увеличении температуры до  $100^{\circ}\text{C}$ :

1 — гнейсы, 2 — граниты, 3 — апогнейсовые альбититы, 4 — апогранитовые альбититы.

#### ВЛИЯНИЕ ДАВЛЕНИЯ

Мы выделяем несколько видов давления, оказывающих влияние на движение растворов. Рассмотрим фильтрацию при определенном давлении раствора ( $P_1$ ). Порода находится под всесторонним сжатием ( $P_2$ ), или геостатическим давлением. Гидродинамическое давление столба воды на движущийся раствор ( $P_3$ ) принято равным  $1\text{ кг/см}^2$ . Превышение всестороннего давления над давлением на раствор является одним из возможных вариантов динамики раствора в природных условиях. Исследование влияния давления на раствор показывает, что проницаемость пород возрастает с увеличением давления. Это характерно для всех групп пород, но только при разных числовых коэффициентах (рис. 20, 21). Рост проницаемости не может быть беспредельным. При определенных (критических) давлени-

ях на раствор проницаемость перестанет увеличиваться. Графически это будет прямая линия, параллельная оси  $x$ . В условиях, когда давление на раствор будет больше геостатического, возможен катаклиз горных пород. Последние будут приобретать иные физические свойства.

Таким образом, проницаемость пород пропорциональна градиенту давления — движение растворов будет происходить в об-

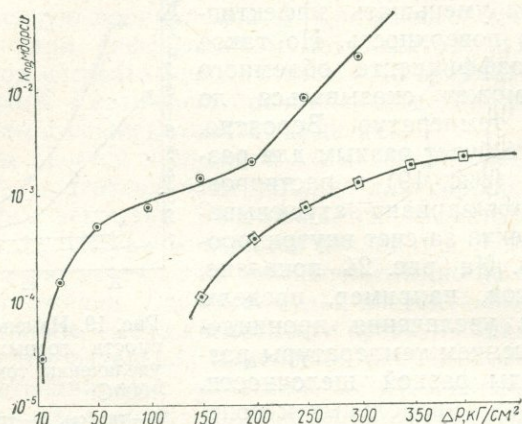


Рис. 20. Зависимость проницаемости гнейсов и апогнейсовых альбититов от градиента давления:

1 — гнейсы, 2 — апогнейсовые альбититы.

ласти пониженных давлений. Отсюда следует, что величина изменения проницаемости показывает направленность процесса фильтрации. Влияние всестороннего давления на объемную скорость фильтрации позволяет судить о характере изменения проницаемости вследствие увеличения или уменьшения геостатического сжатия, а также о поведении движущихся растворов с увеличением глубины. По данным Г. Д. Афанасьева (1967), при увеличении всестороннего давления скорость прохождения упругих продольных волн через горные породы увеличивается. Результаты наших исследований (рис. 22, 23) показывают, что проницаемость пород уменьшается с увеличением всестороннего давления на каркас породы. Вероятно, с ростом всестороннего сжатия на горные породы происходит увеличение плотности и, следовательно, уменьшение эффективной пористости; может происходить сужение или полное закрытие поровых или межзерновых каналов. В этом случае фильтрация раствора будет отсутствовать и движение компонентов в растворе возможно исключительно за счет диффузии. Фильтрация, переходящая в диффузию, будет характерна для процессов ультраметаморфиз-

ма. Во всех других процессах фильтрация взаимосвязана с диффузией.

На основании экспериментальных данных по влиянию всестороннего давления на породу на рис. 22, 23 выделяются два поля:

I — поле с проницаемостью больше  $4 \cdot 10^{-4}$  мдарси. В этой области, вероятно, происходит свободное движение растворов по законам открытых полостей и трещин. Процессы рудообразования ограничены;

II — поле с проницаемостью пород меньше  $4 \cdot 10^{-4}$  мдарси. Оно характеризует оптимальные физико-химические процессы взаимодействия растворов с вмещающими породами. На этом основании мы полагаем, что поле II можно рассматривать как благоприятное для процессов рудообразования. Мы считаем, что с повышением всестороннего давления увеличивается извилистость и прерывность поровых эффективных контактов. Таким образом, увеличение геостатического давления приводит

к уменьшению проницаемости. При усилении напряженного состояния возможно не только образование разрывных нарушений, способствующих направленному движению растворов, но и образование областей сжатия пород с закрытием ультра- и микропор. Возникают своеобразные «экраны» или «ловушки», способствующие физико-химическому взаимодействию вмещающих пород с растворенными компонентами и их накоплению.

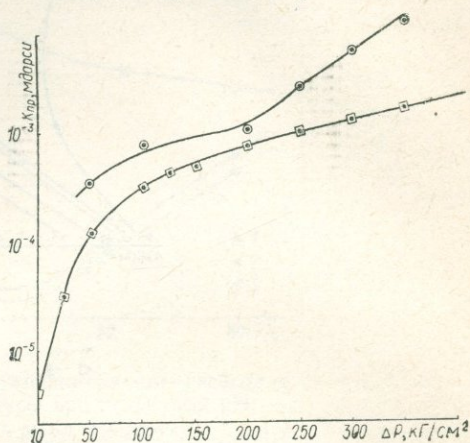


Рис. 21. Зависимость проницаемости гранитов и апогранитовых альбититов от градиента давления:

1 — граниты, 2 — апогранитовые альбититы.

#### ВЛИЯНИЕ КИСЛОТНОСТИ

Величина pH среды в процессах фильтрации — один из важнейших параметров, определяющих движение растворов. Кислотность растворов контролирует процессы рудоотложения.

На основании экспериментов выявляется зависимость проницаемости от кислотности — щелочности растворов. Горные породы характеризуются различной пропускной способностью кислых и щелочных растворов. Вероятно, кислые растворы являются более подвижными по сравнению со щелочными. В области нормальных температур характерна самая малая подвижность растворов для слабощелочных сред (pH=8). Выявленная зависимость построена по гнейсам при различных градиентах давления

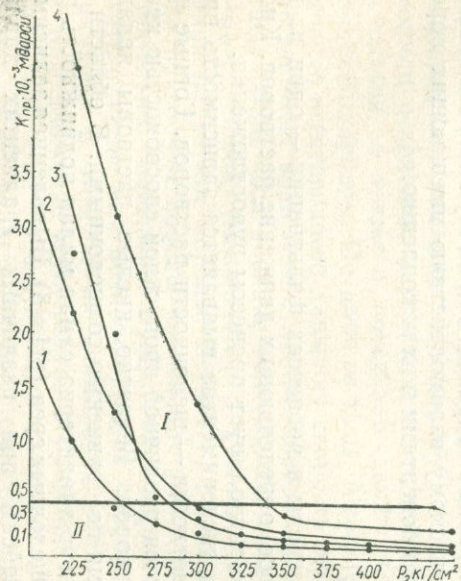


Рис. 22. Зависимость проницаемости горных пород от внешнего гидростатического давления при  $P_1 = 200 \text{ кг/см}^2 = \text{const}$ : 1 — гнейсы, 2 — граниты, 3 — апогнейсовые альбититы, 4 — апогранитовые альбититы; I — поле свободного движения растворов; II — поле оптимальных процессов рудообразования.

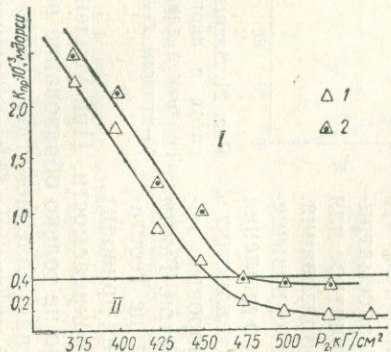


Рис. 23. Зависимость проницаемости горных пород от внешнего гидростатического давления при  $P_1 = 350 \text{ кг/см}^2 = \text{const}$ : 1 — гнейсы, 2 — граниты; I — поле свободного движения растворов, II — поле оптимальных процессов рудообразования.

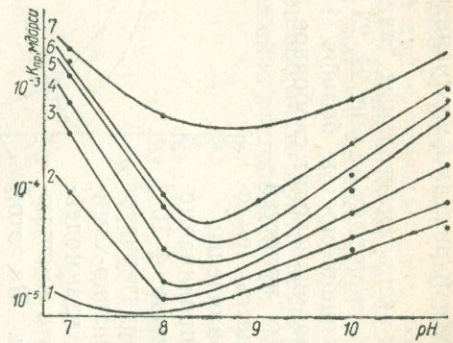


Рис. 24. Зависимость проницаемости гнейсов от щелочности среды при различных градиентах давления ( $t = 20^\circ \text{C}$ ): 1 — 100 кг/см², 2 — 150, 3 — 200, 4 — 250, 5 — 300, 6 — 350, 7 — 400 кг/см².

(рис. 24). При рассмотрении динамики нейтральных и щелочных растворов ( $pH=7 \div 9$ ) с увеличением температуры наблюдается постепенное увеличение проницаемости гнейсов для нейтральных и слабощелочных вод и уменьшение для щелочных растворов с

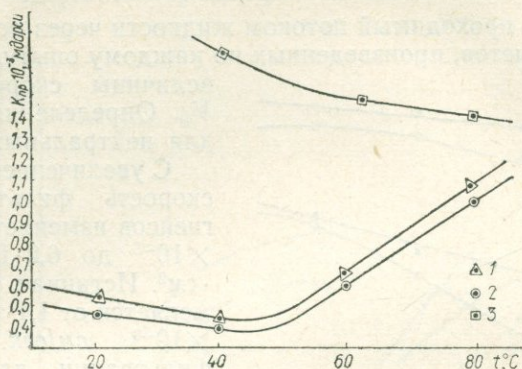


Рис. 25. Изменение проницаемости гнейсов с изменением температуры при различных pH:  
1 — pH=7, 2 — pH=8, 3 — pH=9.

pH=9 и более (рис. 25). Таким образом, при значительном увеличении концентрации подвижность растворов будет уменьшаться.

#### ВЛИЯНИЕ СКОРОСТИ ФИЛЬТРАЦИИ

В зависимости от химической активности и скорости движения, растворы могут влиять на интенсивность рудоотложения или разубоживание рудного тела. Для различного состава и различных сред скорость движения раствора будет переменной. Трудно себе представить, чтобы растворы в крупном блоке пород имели одинаковую скорость движения. Вероятно, величины скоростей будут локальными и будут зависеть главным образом от градиента давления. Поэтому результаты определений скоростей, проведенных для гранитов и гнейсов, являются относительными. Тем не менее они позволяют расширить понятие о реально существовавших скоростях.

Скорость фильтрации раствора определяется объемом подвижной жидкости, которая прошла через породу за определенное время,

$$V_{\phi} = \frac{\omega_{\text{подв}}}{\tau S} [\text{мл/сек} \cdot \text{см}^2],$$

где  $\omega_{\text{подв}}$  — объем подвижной жидкости, прошедшей через породу за время  $\tau$ ;  $S$  — площадь поперечного сечения образца.

При прохождении раствора через горную породу необходимо также выделять истинную скорость движения  $v_{и}$ , которая определяется по формуле

$$V_{и} = \frac{l}{\tau} [\text{см/сек}],$$

где  $l$  — путь, проходимый потоком жидкости через породу за время  $\tau$ . Из расчетов, произведенных по каждому опыту, определены

величины скоростей  $V_{и}$  и  $V_{ф}$ . Определения проведены для нейтральных растворов.

С увеличением градиента скорость фильтрации для гнейсов изменяется от  $1,30 \times 10^{-5}$  до  $6,2 \cdot 10^{-4}$  мл/сек · см<sup>2</sup>. Истинная скорость изменяется от  $1,1 \cdot 10^{-3}$  до  $5,4 \times 10^{-3}$  см/сек. Скорость фильтрации для гранитов (при тех же градиентах)  $7,5 \cdot 10^{-4}$  мл/сек · см<sup>2</sup>; истинная скорость движения раствора равна от  $4,1 \cdot 10^{-3}$  до  $8,3 \cdot 10^{-3}$  см/сек.

Результаты исследования объемной и линейной скоростей движения раствора в зависимости от градиента

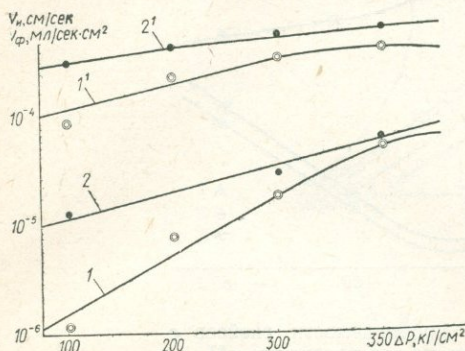


Рис. 26. Изменение объемной  $V_{ф}$  и линейной скорости  $V_{и}$  движения раствора в гнейсах и гранитах от градиента давления:

1 —  $V_{ф}$  в гнейсах, 2 —  $V_{ф}$  в гранитах, 1' —  $V_{и}$  в гнейсах, 2' —  $V_{и}$  в гранитах.

ента давления показаны на рис. 26 в виде графика. Вопрос о том, применимы ли величины линейной и объемной скорости движения раствора при пространственном и временном рассмотрении, находится в стадии дальнейшего исследования.

#### СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОНИЦАЕМОСТИ, ПОРИСТОСТИ И СТЕПЕНИ КАТАКЛАЗА

По экспериментальным данным наблюдается увеличение общей и эффективной пористости от гранитов к крупнозернистым альбититам и от гнейсов к мелкозернистым альбититам. В рудных альбититах эффективная пористость несколько меньше, чем в безрудных (рис. 27). Вероятно, последующие процессы, связанные с рудоотложением, привели к закрытию порового пространства.

Установлено, что эффективная пористость является величиной переменной и изменяется в зависимости от перепада давлений. Из сопоставления приведенных величин пористости видно, что между общей и эффективной пористостью нет прямой зависимости. Это значит, что при одной и той же общей пористости коли-

чество пор, участвующих в фильтрации одного и того же раствора, неодинаково.

Полученные данные об эффективной пористости характеризуют емкость пород, т. е. максимальное количество жидкости, которое может содержать порода при заданных параметрах ( $P$  и  $T$ ).

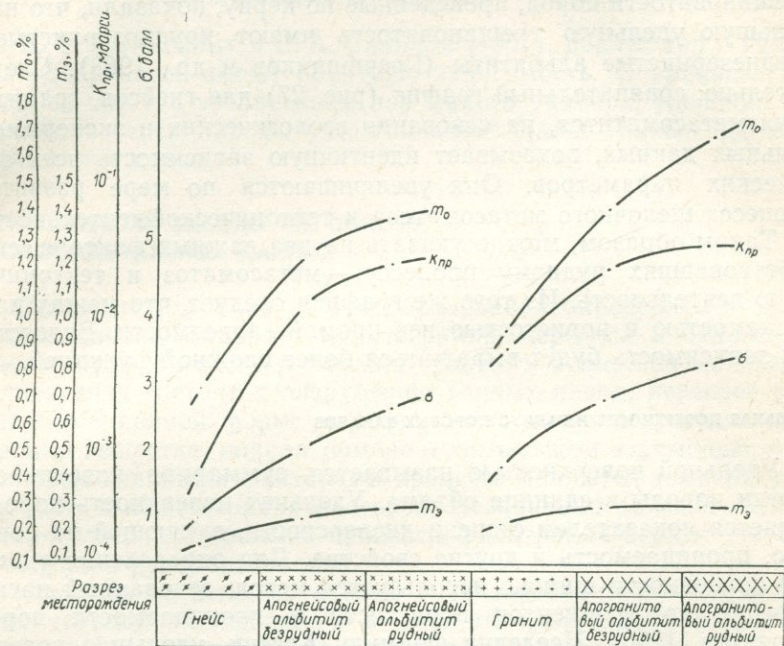


Рис. 27. Сравнительный график средних значений общей и эффективной пористости, проницаемости и степени катаклаза пород гранитов, гнейсов и метасоматитов:

$m_0$  — общая пористость,  $m_3$  — эффективная пористость;  $K_{пр}$  — коэффициент проницаемости,  $\sigma$  — катаклиз.

Анализ пористости горных пород с увеличением изотропных нагрузок показывает, что пористость пород уменьшается с увеличением всестороннего давления. Вероятно, под воздействием изотропных нагрузок происходит частичная деформация породы с уплотнением зерен. При этом изменение объема порового пространства приводит к изменению физических параметров.

По интенсивности проявления катаклаза и милонитизации породы рудопроявления можно разделить на пять групп: некатаклизированные породы (0 баллов), слабо катаклизированные (1 балл), средне катаклизированные (2 балла), сильно катаклизированные (3 балла), в высшей степени катаклизированные (4 балла). Изучение шлифов показывает, что самым низким средним баллом катаклаза характеризуются гнейсы (около 1 балла),

самым высоким (3,1 балла) — крупнозернистые и среднезернистые альбититы. Катаклазированность гранитов определяется средним баллом 1,9 и мелкозернистых альбититов — 2,3 балла. Анализ мелких трещин показывает, что они совпадают с простираем крупных дизъюнктивных нарушений. Замеры удельной трещиноватости пород, проведенные по керну, показали, что наибольшую удельную трещиноватость имеют крупнозернистые и среднезернистые альбититы (Гречишников и др., 1968). Следовательно, сравнительный график (рис. 27) для гнейсов, гранитов и их метасоматитов, на основании геологических и экспериментальных данных, показывает идентичную зависимость всех физических параметров. Они увеличиваются по мере развития процесса щелочного метасоматоза и тектонической деятельности.

Таким образом, можно указать на два важных фактора, способствовавших рудному процессу, — метасоматоз и тектоническую деятельность. Из того же графика следует, что между проницаемостью и пористостью нет прямой зависимости. Вероятно, эта зависимость будет выражаться более сложной функцией.

#### УДЕЛЬНАЯ ПОВЕРХНОСТЬ И РАДИУС ПОРОВЫХ КАНАЛОВ

Удельной поверхностью называется суммарная поверхность частиц породы в единице объема. Удельная поверхность породы является показателем степени дисперсности, влияющей на сорбцию, проницаемость и другие свойства. Для определения удельной поверхности широко используется метод, основанный на измерении коэффициентов пористости и проницаемости пород (Котяхов, 1956). Исследуя формулу Козени, удельную поверхность можно выразить следующим уравнением:

$$S = 7000 \frac{m_0 \sqrt{m_0}}{K_{\text{пр}}} [\text{см}^2/\text{см}^3],$$

где  $m_0$  — общая пористость в долях единицы;  $K_{\text{пр}}$  — абсолютная проницаемость в *дарси*.

Рассчитанная удельная поверхность (в  $\text{см}^2/\text{см}^3$ ) равна:

для гнейсов	4200
для гранитов	2400
для крупнозернистых альбититов	1900
для мелкозернистых альбититов	2200

Удельная поверхность зависит от величины среднего действующего радиуса и от количества пор того или иного размера.

Ниже произведем расчет радиуса поровых каналов по формуле

$$r = \frac{2}{7 \cdot 10^3} \cdot \sqrt{\frac{K_{\text{пр}}}{m_0}} [\text{мм}],$$

где  $K_{пр}$  в *дарси*;  $m_0$  — в долях единицы. Рассчитанный радиус (в *мм*) пор для тех же основных групп пород равен:

для гнейсов	0,00001
для гранитов	0,000026
для крупнозернистых альбититов	0,000048
для мелкозернистых альбититов	0,000038

По В. Б. Залескому и Е. А. Саниной (1961), радиус пор и удельная поверхность имеют обратную зависимость. С уменьшением радиуса пор и с увеличением пор малого размера, удельная поверхность зерен породы увеличивается. Наши данные подтверждают этот вывод.

### ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ НА ОСНОВЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Процессы минерало- и рудообразования определяются взаимосвязанными законами дезинтеграции, переноса и отложения компонентов. Физико-химическая сущность процессов минералообразования состоит в разрушении горных пород, переносе соединений в ионной форме или форме комплексных соединений, сорбции вещества, ионном обмене и химическом взаимодействии. При этом главными факторами процесса являются температура, давление и концентрация раствора. Независимо от генетической интерпретации оруденения процессы фильтрации играют решающую роль в рудообразовании.

Невзирая на исключительную актуальность проблемы, экспериментальные исследования в области фильтрации рудных и рудообразующих растворов занимают небольшое место в геологических исследованиях. Поскольку эти процессы связаны с явлением ионного обмена, физико-химическими реакциями, сорбцией, электрокинетическими и капиллярными воздействиями, особенностями физических свойств пород и влиянием физических полей, то естественно, что только комплекс взаимосвязанных факторов будет всесторонне определять перенос и отложение рудного вещества.

На основании проведенных нами экспериментов можно сделать такие выводы.

1. Фильтрация и диффузия растворов через горные породы составляют физическую и физико-химическую сущность геологических процессов.

2. Одинаковые породы определенного генетического типа будут иметь сходные физические свойства. В зависимости от генезиса и других геологических факторов все породы имеют характерный комплекс физических свойств.

3. Вследствие увеличения геостатистического давления с глубиной проницаемость пород будет уменьшаться. Влияние температуры (выше  $100^{\circ}\text{C}$ ) увеличивает проницаемость пород. Рас-

воры при этом будут двигаться по зонам глубинных разломов.

4. Проницаемость пород гранито-гнейсового состава (при условии их метасоматической переработки) увеличивается от исходных пород к конечным продуктам метасоматоза.

5. Установлена зависимость проницаемости, общей и эффективной пористости от степени катаклаза пород.

6. Проницаемость горных пород не имеет прямой зависимости от пористости. Однако проницаемость пород при определенных термодинамических условиях зависит от эффективной пористости.

7. Породы с одинаковой общей пористостью имеют различную проницаемость, так как не все поровое пространство участвует в фильтрации. Увеличение зернистости пород способствует увеличению проницаемости.

8. Проницаемость пород является функцией градиента давления.

9. Фильтрация растворов может происходить при больших градиентах давления. Фильтрацию по порам и микротрещинам в большом массиве можно представить как многоактную с локальными градиентами давления. Следовательно, фильтрация в массиве будет характеризоваться переменной проницаемостью пород и переменной величиной скорости фильтрации.

10. Проницаемость пород для кислых растворов больше, чем для щелочных.

11. Увеличение геостатического, метасоматического давления или тектонофизических напряжений будет способствовать образованию ослабленных зон, по которым происходит фильтрация растворов, а также образованию «экранов», «ловушек» и других благоприятных структур для рудоотложения.

12. Движение растворов направлено по сланцеватости, слоистости или простиранию горных пород в области пониженного давления.

13. Исходя из величины проницаемости пород можно выделить поля, для которых характерны минимальные и оптимальные физико-химические процессы. Физико-химическая сущность явлений взаимодействия связана с процессами фильтрации и диффузии. Процесс идет на границе раздела фаз с перестройкой структуры в твердом виде и кристаллизации минералов из раствора. Процессы взаимодействия растворов с вмещающими породами обуславливают состав растворов, физико-химические изменения исходных пород и рудную специализацию.

14. Из анализа физических свойств следует, что главными факторами рудоотложения нужно считать метасоматический процесс в комплексе с тектонической подготовкой.

15. Влияние термодинамических параметров на динамику растворов позволяет считать наиболее благоприятной для рудоотложения область глубин свыше одного километра.

## УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

За последнее десятилетие значительно возрос интерес геологов к метаморфогенному рудообразованию, что объясняется закономерным развитием теории рудообразования на базе новых геологических и экспериментальных данных.

Метаморфогенные месторождения широко распространены на всех щитах мира. К ним относятся крупнейшие месторождения железа с многомиллиардными запасами на Канадском, Бразильском, Балтийском, Индийском и Украинском щитах, а в последние годы открыты необычайно большие месторождения железа на Западно-Австралийском щите. Более 70% мировых запасов железа, около 63% запасов марганца, более 60% меди, 65% урана, большая часть золота, алюминия, кобальта, цинка и много других металлов приурочено к докембрийским щитам. В настоящее время ведущее место в мировой добыче металлов занимают месторождения метаморфогенного происхождения.

Понятие о метаморфогенном рудообразовании введено в науку в прошлом столетии (Ляйель, 1854), однако разные исследователи в него вкладывали различное содержание. Чаще всего под ним понимали группу осадочно-метаморфических месторождений (мраморы, графиты, железистые сланцы и др.). В последнюю четверть века всестороннее изучение кристаллических пород щитов привело к выявлению большого числа рудных месторождений, образование которых так или иначе связывается с метаморфизмом первичных эквивалентов—осадочных и вулканогенных пород, слагающих щиты и древние платформы (Банерджи, 1964; Вертушков, 1960; Буряк, 1964; Рамдор, 1953; Адреатта, 1954; Гвимарасс, 1948; Сулливан, 1957; Домарев, 1954, 1956, 1964, 1967 и многие другие).

В результате изучения процессов регионального динамотермального метаморфизма и ультраметаморфизма выявлена широкая миграция рудогенных элементов. Установлено, что в это время возникали условия для концентрации рудогенных элементов и образования рудных месторождений.

Исследование многих месторождений, расположенных среди метаморфических и гранитизированных пород щитов, дало возможность обнаружить такие особенности, которые нельзя объяснить принятыми представлениями о плутоно-гидротермальном генезисе. К ним относятся: тождество минеральных парагенезисов руд и вмещающих пород, геохимическое сродство вмещающих пород и рудных месторождений; приуроченность месторождений к складчатым структурам, независимость развития месторождений от интрузивных массивов в пространстве и во времени и многое другое, что выделяет эти месторождения в самостоятельную группу, связанную с процессами метаморфизма и ультраметаморфизма. Особенно интересны новые материалы, полученные в СССР при изучении украинских железорудных месторождений джеспилитовой формации, медно-никелевых руд Кольского п-ова, золото-сульфидных месторождений Казахстана, Байкальской зоны, касситерито-сульфидных месторождений Приморья, хрусталеносных и слюдяных жил Прибайкалья, Урала, Алдана, оловянных месторождений Приморья, ниобиево-редкометалльных на Таймыре. Все они относятся к группе метаморфогенных. Термин «метаморфогенные» получает более широкое, чем раньше, смысловое содержание и объединяет большую группу месторождений, имеющих разностороннюю связь с метаморфизмом и ультраметаморфизмом кристаллического основания щитов и древних платформ мира.

В последние годы очень многие геологи нашей страны и за границей на основании изучения различных месторождений, размещенных среди метаморфических пород, приходят к выводу об их метаморфогенном образовании либо о существенном изменении месторождений при воздействии метаморфизма или ультраметаморфизма. Так, А. Бенарджи (1964) обосновал метаморфогенное образование медных месторождений Мосабани в Сингхбхумском районе Индии. Г. Вертушков (1960) доказал, что железо выносится из зон гранитизации железистых пород и концентрируется в благоприятных зонах. В. А. Буряк (1964, 1969) объяснил метаморфогенное образование золото-сульфидных месторождений Ленского района. Е. К. Козлов (1961) и В. Н. Макаров (1969) показали, что Печенгское медно-никелевое месторождение метаморфогенного происхождения. Б. В. Билибина и В. К. Титов (1969) доказали метаморфогенное образование кварц-гиперстен-магнетитовых руд Алдана. Б. Я. Хорева (1969), изучая складчатый региональный динамо-геотермический метаморфизм и послескладчатый плутонический прогрессивный метаморфизм, показала роль этих процессов в образовании золоторудных месторождений Мурунтау (Центральный Кызылкум), Советское (Енисейский край), Прииртышское (Алтай), Тукурингра (Дальний Восток) и месторождений Бодайбинского района (Северное Прибайкалье). Е. А. Кулиш раскрыл роль регионального метаморфизма и ультраметаморфизма в формировании высокогли-

ноземистых, флогопитовых и железорудных месторождений Алдана. П. М. Горяинов показал роль метаморфизма в образовании железистых кварцитов и богатых руд Кольского п-ова. Е. П. Сапрыкин (1969) на примере изучения касситерито-сульфидных месторождений, привел данные, убедительно свидетельствующие о метаморфогенном образовании трещинно-жильных месторождений цветных и редких металлов. А. И. Карапетян доказал метаморфогенное образование скоплений титана, железа и золота в Памбакском рудном районе и т. д.

Под метаморфогенными месторождениями мы понимаем такие рудные скопления, которые интенсивно изменены (перекристаллизованы) либо возникли в условиях регионального динамотермального метаморфизма или ультраметаморфизма вследствие перемещения и концентрации металлов метаморфизируемых пород в процессе их растворения, перекристаллизации или переплавления.

Метаморфогенные месторождения включают очень широкую генетическую группу рудных скоплений, которые сформировались на значительных глубинах в земной коре под влиянием температуры, давления и минерализованных растворов. Метаморфогенные месторождения образуются вследствие накопления металлов при седиментации, вулканической деятельности, тектонических движениях (пластических и разрывных), региональном метаморфизме и ультраметаморфизме. По характеру рудообразующих факторов метаморфогенные месторождения являются эндогенными, хотя для группы метаморфизованных и некоторой части собственно метаморфических месторождений решающее значение имело первичное осадочно-вулканогенное накопление в породах металлов в виде микрорудных фаций.

Объем понятия «метаморфогенные месторождения» сложен и еще не установлен. Оно может быть очень емким, в него можно включать месторождения, образование которых вызвано прометаморфизмом (метаморфизмом погружения), региональным динамотермальным метаморфизмом и ультраметаморфизмом.

В настоящее время отчетливо выделяются *метаморфизованные и метаморфические* месторождения, генетически связанные с региональным динамотермальным метаморфизмом. Они обычно расположены среди метаморфических пород и парагенезисом своих минералов отражают уровень метаморфизма. Несколько сложнее отличать месторождения, связанные с процессами ультраметаморфизма, от плутоно-гидротермальных месторождений, так как последние в широком генетическом смысле образуются также в результате процессов ультраметаморфизма. Ультраметаморфические месторождения обычно располагаются среди гранитизированных пород амфиболитовой или зеленосланцевой фаций метаморфизма. Приурочены они к региональным зонам разломов и размещаются в них независимо от гранитоидных массивов. Значительно труднее отличить месторождения, связанные

с протометаморфизмом или метаморфизмом погружения, от теле-термальных, образовавшихся под влиянием глубинной циркуляции горячих вадозных вод.

Все сказанное позволило выдвинуть ряд проблем, в направлении которых должно идти дальнейшее изучение метаморфогенных месторождений. Эти проблемы различны по направленности, значению и методам решения. Выдвигаются *геологические проблемы*, освещающие геологические условия образования метаморфогенных месторождений, и *физико-химические проблемы* — термодинамика рудообразующих растворов, формы переноса рудного материала и условия его отложения. Решение этих проблем и разработка теории метаморфогенного рудообразования базируются на геологических и экспериментальных материалах.

### **ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ МЕТАМОРФОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ**

Для выяснения природы образования метаморфогенных месторождений необходимо раскрыть сущность геологических процессов, в первую очередь на кристаллических щитах, к которым приурочены многие месторождения метаморфогенного происхождения. Известный исследователь рудных месторождений Д. И. Щербаков (1963) писал: «Для создания современного учения о рудных месторождениях надо разработать принципиально новые теоретические основы геологии, так как старые воззрения во многом себя исчерпали». Поэтому особое внимание следует уделить новым взглядам на геологические особенности развития докембрия. Решение геологических проблем должно способствовать выяснению условий образования метаморфогенных месторождений, которые вызваны особенностями докембрия: особенностями геологического развития, метаморфизма пород, накопления и перемещения металлов в породах, а также геологических условий образования метаморфогенных месторождений.

#### **ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ДОКЕМБРИЯ**

Новые материалы, полученные при изучении металлогении Украинского щита, Курско-Воронежского массива, ознакомление с материалами Кольского п-ова, Алдана, Китайской платформы и Индийского щита, а также сопоставление их, по литературным данным, с другими щитами мира позволяет наметить коренные особенности геологического развития докембрийских щитов.

Геологическое развитие докембрия происходило в условиях самого раннего и длительного периода геологической жизни Земли, который отличался маломощной мобильной корой, своеобразием химизма атмосферы и гидросферы, интенсивностью вулканизма и специфическими условиями седиментационных процессов. Геосинклинали в докембрии занимали значительно большие площади, чем в последующие эпохи, и они являлись зонами по-

вышленных потоков тепловой энергии, а выделение тепла в докембрии было гораздо большим, чем в более поздние геологические эпохи. Все это обусловило своеобразие и неповторимость геологического развития докембрия.

Длительность докембрия определяется временем в пять раз большим, чем длительность всех послепротерозойских эпох, и составляет около 3 млрд. лет. Длиннейший период жизни Земли был насыщен многими событиями, которые не повторились в последующее время. К таким событиям относится грандиозная вулканическая деятельность, составившая одну из главнейших особенностей развития архея. Поэтому основную часть разреза катархея и архея (3,5—2,8 млрд. лет) составляют продукты метаморфизма вулканогенных пород основного и ультраосновного состава (амфиболиты, амфиболовые гнейсы, серпентиниты, тальковые сланцы и др.). Несомненно, для докембрия характерным было образование ультраосновных вулканических пород. Лишь в конце архея появляются осадочные породы, представленные слюдяными сланцами, кварцитами, слюдяными гнейсами. Такой состав архейских образований свидетельствует о большой мобильности земной коры в это время, малой ее мощности, формировании оболочек Земли, частых проломах коры и грандиозных излияниях вулканических лав. Вулканические породы основного и ультраосновного состава содержат большое количество железа, марганца, кобальта, никеля и меди, которые и определили металлогению архея. Отсутствие кислорода в атмосфере и литосфере в течение архея способствовало разрушению железистых силикатов вулканитов и накоплению больших количеств железа, кремнезема, марганца, урана и других металлов в водных бассейнах.

В нижнем протерозое (2,8—2,2 млрд. лет) произошла относительно резкая смена условий геологического развития, выразившаяся, во-первых, в затухании вулканизма, развитии седиментации, приведшей к образованию мощных толщ кластогенных, хемогенных и биогенных формаций с подчиненным количеством вулканитов. Большое значение для многих геологических процессов имела высокая энергетическая активность Земли в архее, которая резко снижается на рубеже архей — протерозой. В то же время изменился состав атмосферы и гидросферы в связи с появлением свободного кислорода, что привело к массовому выпадению окислов железа, марганца, урана, кремнезема и других элементов — продуктов разрушения вулканогенных пород архея. К началу протерозоя относится образование джеспилитовой формации, заключающей в себе около 95% всех железных руд земного шара, огромных масс марганца и урана, имеющих первостепенное промышленное значение. В протерозое, кроме того, в породах накопились большие массы алюминия, свинца, цинка, циркония, золота и многих других металлов, определивших металлогению протерозойских образований.

Геологическое развитие докембрия завершилось проявлением процессов метаморфизма и ультраметаморфизма, глубоко изменивших осадочные и вулканогенные образования. Так как метаморфогенные месторождения образовались в процессе метаморфического преобразования пород, то к пониманию природы метаморфогенного рудообразования нужно идти через раскрытие сущности метаморфических процессов. Ниже приводим краткое изложение современных представлений о метаморфических процессах.

Метаморфизм в настоящее время понимают как преобразование минерального состава пород под действием физических и химических условий, господствующих в глубинах Земли вне области выветривания и диагенеза.

Глубокое изучение геологических условий образования различных метаморфических пород на щитах и в складчатых областях, а также результаты экспериментального моделирования и термодинамического анализа многих сторон метаморфизма позволяют более или менее обоснованно выделять три главных типа метаморфического преобразования пород.

Региональный динамотермальный метаморфизм (Судовиков, 1964; Елисеев, 1963; Файф, Тернер, Ферхуген, 1962; Винклер, 1969; Хорева, 1966; Белоусов, 1965; Питчер, 1967; Саттон, 1967 и др.) развивается в земной коре одновременно с образованием первичных складчатых структур в геосинклинальных зонах, пространственно и причинно связан с региональным горообразованием. Он захватывает большие по площади участки земной коры, в пределах которых метаморфизм протекает равномерно при постоянных термодинамических условиях. Главными факторами метаморфизма являются *температура, давление и газо-водные флюиды*.

Развитие метаморфических реакций контролируется главным образом температурой, так как она увеличивает химическую активность поровых растворов. Меньшее влияние оказывает давление, которое определяет деформацию пород и создает условия для инфильтрации и диффузии метаморфических растворов, способствующих зарождению центров кристаллизации и создающих полноту метаморфических преобразований исходных пород.

Экспериментально доказано (Винклер, 1969), что поля устойчивости метаморфических минеральных ассоциаций не изменяются при наложении подвижек; существенно возрастают лишь скорости реакций образования устойчивых парагенезисов. Доказано также, что в условиях давления свыше 1000 бар для повышения температуры равновесия лишь на 2—10° С необходимо повысить давление еще на 1000 бар.

Региональный динамотермальный метаморфизм развивается только в тех складчатых областях, которые образовались на зна-

чительных глубинах и испытали приток тепловой энергии. Колебания притока тепла могли происходить в пределах обширных площадей; это приводило к различным условиям метаморфизма несмотря на интенсивную складчатость пород. Одно только глубокое погружение пород или интенсивная складчатость их не приводят к интенсивному метаморфизму осадков. Складчатые цепи Кавказа, Крыма и Карпат не отличаются высоким метаморфизмом пород, как и глубокопогруженные породы Воронежской синеклизы, Центральной Австралии, Донбасса, Доно-Днепровского прогиба и многих других районов.

Таким образом, региональный метаморфизм не может возникнуть в результате одного лишь погружения или деформации пород. Он обусловлен изменением притока тепла в земную кору, величина которого может изменяться во времени и пространстве в пределах каждой горной цепи или от одной цепи к другой.

Отличительными особенностями областей развития регионального динамотермального метаморфизма являются:

1) равномерная перекристаллизация пород в пределах одной фации — зеленосланцевой, амфиболитовой, гранулитовой;

2) преимущественно изохимический характер метаморфизма, т. е. без привноса и выноса вещества, и в результате этого отсутствие значительного развития метасоматитов; присутствовавшие при реакциях  $H_2O$  и  $CO_2$ , вероятно, удаляются после завершения метаморфизма;

3) процессы дегидратации и десиликфикации с переходом от низких к более высоким фациям метаморфизма; содержание воды и кремнезема уменьшается с переходом от фации зеленых сланцев к амфиболитовой и от нее к гранулитовой (в породах зеленосланцевой фации воды около 4%; в амфиболитовой — 1—2%; в гранулитовой — 0,35%).

Высвобождающиеся при метаморфизме воды (свободные — поровые и связанные — гидроксильные) приводили к образованию метаморфических растворов, которые не только способствовали перекристаллизации пород, а и могли перемещать подвижные компоненты.

Экспериментальные исследования и изучение метаморфических пород дают многочисленные материалы, свидетельствующие о том, что при метаморфической перекристаллизации метаморфизируемые породы в целом представляли собой закрытую систему. Однако при метаморфизме газо-водные флюиды перемещали рудогенные элементы в пределах метаморфизируемой толщи пород. В период пластической деформации, совпадающей с развитием регионального метаморфизма, в породах возникали складчатотрещинные зоны, по которым проходили растворы, и вследствие перепада давления это приводило к образованию повышенных концентраций рудогенных элементов.

Региональный ультраметаморфизм, плутонический метаморфизм (Соболев, 1967; Коржинский, 1967; Елисеев,

1963; Хорева, 1966 и др.), развивается на завершающих стадиях образования складчатых структур в геосинклинальных областях, захватывает значительно меньшие площади земной коры, проявляется неравномерно (зонально) в обстановке меняющихся термодинамических условий. Ультраметаморфизм развивается в породах амфиболитовой и гранулитовой фаций регионального динамотермального метаморфизма, в местах положительных геотермических аномалий, к которым поступают тепло и растворы из подкоровых частей. Ультраметаморфизм пород происходит по принципу открытой системы, в результате привноса и выноса материала растворами.

Характерными особенностями ультраметаморфизма и связанного с ним плутонического метаморфизма являются:

1) неравномерное переплавление и перекристаллизация пород со сменой фаций метаморфизма на коротких расстояниях;

2) развитие процессов метасоматоза, особенно магнезиально-железистого, кальциево-углекислого и щелочного;

3) изменение термодинамических условий и образование неравновесных минеральных парагенезисов;

4) плутонический, или контактный, метаморфизм, который развивается на контакте массивов реоморфических гранитов и накладывается на породы регионального динамотермального метаморфизма. Этот тип метаморфизма принципиально отличается от регионального динамотермального тем, что он происходит чаще всего при относительно низких давлениях (до 2000—3000 бар), отвечающих глубинам от 1 до 10 км, и высоких температурах, создаваемых магматическими интрузиями;

5) ультраметаморфизм вызывает образование мигматитов, анатектитов и гранитов. Расплавы при благоприятных условиях могут перемещаться в верхние горизонты на различные расстояния и образовывать реоморфические граниты;

6) при ультраметаморфизме происходит очищение пород от многих рудогенных элементов и в первую очередь от железа, магния, кальция, свинца, урана, которые идут на образование гидротермальных минерализованных растворов, участвующих в рудообразовании.

Б. Я. Хорева (1966) выделяет два типа ультраметаморфизма: *палингенно-анатектический*, протекающий в закрытой системе вследствие образования селективных расплавов (этот тип ультраметаморфизма характерен для архейского этапа развития); *палингенно-метасоматический*, протекающий в открытой системе. Палингенезу предшествует интенсивная метасоматическая гранитизация пород гранулитовой и амфиболитовой фаций под влиянием растворов подкорового происхождения (трансмагматических, по Коржинскому, 1967). На конечных стадиях гранитизации происходит переплавление пород, близких уже к гранитоидному составу, и могут создаться условия для реоморфизма.

Вероятно, палингенно-анатектический тип ультраметаморфизма может возникнуть в условиях регионального динамотермального метаморфизма в зоне развития пород амфиболитовой и гранулитовой фаций, где необходимое количество воды и температура допускают расплавление пород.

Прогрессивный региональный ультраметаморфизм, развивающийся под влиянием фронта подкоровых растворов, может являться мощным фактором мобилизации, переноса и концентрации рудного вещества.

Региональный метаморфизм погружения (Винклер, 1969) связан с погружением на большие глубины осадков и вулканитов в геосинклинальных прогибах, не сопровождающимся горообразованием или интрузиями. При нормальном геотермическом градиенте (20 град/км) осадки, погруженные до глубины 20—25 км, будут иметь относительно низкую температуру — порядка 400—450° С и находиться в условиях высоких давлений — до 7—8 кбар. При отсутствии подвижек метаморфические породы сохраняют первичные структуры, но минеральный состав их изменится. Метаморфические изменения такого типа часто макроскопически не распознаются, а выявляются только при изучении пород под микроскопом.

Метаморфизм погружения приводит к образованию пород цеолитовой фации и фации глаукофановых сланцев. Образование пород этих фаций определяется не столько различием температур, сколько большей разницей давлений.

К региональному метаморфизму погружения относятся изменения пород в Большом Донбассе (Карпова, 1967) и во многих других районах глубокого погружения осадков. Протометаморфизм должен характеризоваться значительным обезвоживанием осадков и перекристаллизацией многих аутигенных минералов, образовавшихся при диагенезе. В таких условиях могли формироваться горячие воды, газированные и минерализованные за счет легко растворимых веществ, устойчивых в растворе при средних (200—300° С) температурах и относительно высоких давлениях.

Региональный динамотермальный метаморфизм, развивавшийся на широких пространствах геосинклинальных зон докембрия, закономерно сопровождался возникновением и расширением ультраметаморфизма в пределах амфиболитовой и гранулитовой фаций. Это, в геологическом смысле, — единый процесс, создавший зональное строение гранито-метаморфической зоны земной коры.

Как указывает В. В. Белоусов (1965), для зоны гранитизации характерна глубина от 5 до 20 км, а максимальное развитие гранитизации соответствует глубинам в 15—20 км. Поэтому континентальная кора, по геологическим и геофизическим данным, состоит из верхней зоны, сложенной метаморфическими породами зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, затем зоны преиму-

щественного развития гранитоидов (мигматитов, анатектитов и гранитов) с подчиненным количеством метаморфических пород амфиболитовой и гранулитовой фаций, зоны гранулитов и базальтов и самой нижней зоны эклогитов, граничащей с верхней мантией (табл. 13).

Таблица 13. Стрoение земной коры, по В. В. Белоусову (1965)

Глубина, км	Состав	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Наименование слоя
3	Осадочные породы	2,5	Осадочный
5	Породы фации зеленых сланцев	2,8	Гранито-гнейсовый (гранитовый)
10	Породы амфиболитовой фации—50 %, гранитоиды—50 %	2,7	
15	Гранитоиды	2,6	Гранулитобазальтовый
20	Гранитоиды—50 %, породы гранулитовой фации—50 %	2,8	
30	Породы гранулитовой фации и интрузии габбро	2,9	Верхняя мантия
35	Эклогиты	3,3	
	Перидотиты	3,3	

Как показывают многие фактические материалы, особенно данные изотопного возраста пород, региональный динамотермальный метаморфизм мог проявляться значительно раньше ультраметаморфизма и связанного с ним метасоматоза и контактового метаморфизма.

В некоторых местах Украинского щита установлено широкое развитие пород различных фаций метаморфизма (гнейсы, кристаллические сланцы, гранулитовые породы), на которые в отдельных местах наложились процессы гранитизации с образованием мигматитов, анатектитов и гранитов. Определение изотопного возраста пород, образованных в результате регионального и динамотермального метаморфизма, показало, что гнейсы и амфиболиты Приазовья имеют возраст 2600—2800 млн. лет; нижняя свита криворожской серии — 2500 ÷ 2600 млн. лет и гнейсы Ингула — 2700 ÷ 2800 млн. лет. В этих же районах образование мигматитов, гранитов и метасоматитов, по данным изотопного возраста, происходило 1800—2200 млн. лет назад.

Определения изотопного возраста пород многочисленны и выполнены урано-свинцовым и калий-аргоновым методами. Они свидетельствуют о одновременности динамотермального метаморфизма и ультраметаморфизма. Можно предполагать, что динамотермальный метаморфизм развивался в первый период инверсии геосинклинали, вместе со складчатостью осадков, тогда как ультраметаморфизм происходил на завершающих этапах развития геосинклинальной зоны, для которой характерны раз-

ломная тектоника, реоморфические гранитоидные интрузии и максимальное проявление метасоматической деятельности по зонам смятия и разломам.

Приведенные особенности геологического развития докембрия убеждают в том, что щиты и кристаллические основания платформ представлены глубоко измененными породами — продуктами метаморфизма и ультраметаморфизма осадочно-вулканогенных образований древних геосинклинальных областей, а образование и размещение месторождений в кристаллических основаниях щитов полностью зависят от рудоносности осадочно-вулканогенных формаций и условий их метаморфизма в процессе превращения подвижной зоны в складчатое сооружение.

Все это создавало особые условия геологического развития пород щитов и платформ, определившие своеобразие металлогении, часто не сходной с металлогенией послепротерозойских эпох.

#### **Первичное накопление и перемещение металлов в породах**

Образование рудных месторождений — очень сложный процесс обособления рудного вещества в результате благоприятного сочетания многих геологических процессов, осуществляющихся в течение длительного периода жизни Земли.

Первой и очень важной предпосылкой к накоплению рудного материала в земной коре было разделение первичного вещества Земли на оболочки под влиянием расплавления, конвективного перемещения и кристаллизации по схеме зонного плавления (Виноградов, 1962). Плавление первичного вещества Земли сопровождалось выделением больших масс паров воды и легколетучих газообразующих материалов, которые явились средством перемещения многих металлов в земную кору.

В соответствии с этой схемой рудогенные элементы должны размещаться в зонах плавления и кристаллизации в зависимости от способности их к плавлению. В мантии должны стабилизироваться тугоплавкие металлы, выше — в зоне эклогитов и базальтов — они, вероятно, сменяются более легкоплавкими элементами и, наконец, наиболее легкоплавкие металлы должны были подняться в область гранито-гнейсового и осадочных слоев. С другой стороны, по данным химии высоких давлений, следует полагать, что рудные элементы, поднимающиеся из мантии в земную кору, должны располагаться в ней в соответствии с величиной геостатического давления. Самые нижние части земной коры должны быть обогащены такими металлами, ионы которых имеют малые и средние размеры, выше они сменяются металлами с большими ионными радиусами.

Таким образом, первичное преобразование исходного — планетарного вещества Земли и разделение его на оболочки сопро-

вождалось обогащением земной коры легкоплавкими металлическими компонентами, которые в дальнейшем явились источником для образования эндогенных рудных месторождений. Образование вторичных накоплений рудного материала (рудных месторождений) происходило в более поздние геологические эпохи под влиянием общих (планетарных) и местных (региональных) причин.

К главнейшим общим причинам мы относим своеобразный процесс накопления вулканогенного и осадочно-вулканогенного материала в докембрии и всеобщий динамотермальный метаморфизм и ультраметаморфизм, охвативший земную кору почти на всю ее толщу.

Рассмотрим процесс перемещения и накопления рудогенных элементов при метаморфизме по материалам Украинского щита, привлекая фактические данные по некоторым другим районам.

Исходные, или малоизмененные, вулканические и осадочные (терригенные и хемогенные) породы, образовавшиеся в докембрийских подвижных зонах, содержали такие количества рудогенных элементов различных видов (табл. 14). Вулканические породы (амфиболиты) относительно богаты никелем, титаном, ванадием, хромом, медью. Терригенные кварцито-песчаники обогащены цирконием, ураном, золотом и платиной.

В табл. 15 приведены содержания некоторых рудогенных элементов в главных типах пород докембрийских щитов мира. Вулканические породы (амфиболиты) обогащены хромом, цинком, ванадием, титаном, никелем, а терригенные (кварциты и сланцы) — цирконом, хромом, титаном, ванадием, торием.

Т а б л и ц а 14. Средние содержания (в вес.%) малых элементов в главнейших разновидностях пород Украинского щита (по подсчетам Б. А. Горлицкого)

Породы	n · 10 <sup>-3</sup>												U
	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Cu	Pb	Zn	Ga	Ba	Zr	U
Кварциты, аркозы, кварцито-песчаники	3,5	2,5	1,2	10,1	4,0	9,0	2,2	2,8	4,6	1,2	3,5	11,3	7,8
Сланцы	8,1	8,4	1,9	21,6	12,8	18,2	3,5	1,9	8,1	1,9	3,7	9,1	5,9
Парагнейсы	6,7	7,4	1,8	20,0	9,5	11,1	3,4	1,5	6,7	2,3	4,0	13,8	4,7
Железистые роговики	12,0	1,7	0,8	3,5	1,7	4,1	3,2	0,4	6,7	0,9	—	—	2,5
Карбонатные породы	4,0	1,8	0,7	3,8	2,2	2,8	0,8	0,5	—	1,3	2,6	—	3,8
Амфиболиты	9,5	11,7	4,5	27,4	18,5	16,6	7,5	0,6	7,2	1,8	3,3	—	3,2

Таблица 15. Средние содержания (в вес.%) некоторых рудогенных элементов в главных типах пород докембрийских щитов и кристаллического фундамента платформ мира (без данных по Украинскому щиту, подсчеты Б. А. Горлицкого)

Породы	Щиты и платформы, по которым взяты данные	$n \cdot 10^{-2}$				$n \cdot 10^{-3}$								$n \cdot 10^{-4}$	
		Mn	Ti	Ba	Sr	V	Ni	Co	Cr	Cu	Pb	Zn	Zr	Th	U
Кварциты, кварцито-песчаники	Балтийский щит, Канадский щит, Воронежский массив, Сибирская платформа, Бразильский щит	6,3	25,6	5,0	6,4	7,5	3,3	2,3	14,7	6,2	0,8	8,0	20,4	4,6	1,3
Сланцы	Балтийский щит, Канадский щит, Воронежский массив, Сибирская платформа, Урал, Бразильский щит, Антарктида	7,6	38,0	5,5	1,1	17,8	7,2	2,3	18,4	6,3	0,95	10,6	9,8	6,7	3,6
Парагнейсы	Балтийский щит, Воронежский массив, восточная часть Восточно-Европейской платформы, Антарктида, Канадский щит	6,2	28,0	5,1	2,0	7,7	2,8	1,6	9,8	3,2	4,1	4,2	17,3	6,2	2,6
Карбонатные породы	Балтийский щит, Сибирская платформа, Средний Урал	6,6	9,6	5,3	10,0	5,7	2,2	0,9	1,8	1,4	0,4	2,5	0,65	2,8	1,3
Амфиболиты	Балтийский щит, Бразильский щит, Алданский щит, восточная часть Восточно-Европейской платформы, Антарктида	13,8	55,9	3,4	3,0	22,4	12,6	2,9	24,9	8,9	0,9	13,6	8,5	2,9	0,9

Подсчеты показывают, что в одном кубическом километре породы может содержаться свыше десяти миллионов тонн рассеянных металлов, а при содержании, например, одного из них 0,01% количество этого элемента в 1 км<sup>3</sup> будет составлять около миллиона тонн. Большие объемы осадочных и вулканогенных

пород, участвовавших в метаморфических процессах, дают возможность убедиться, что рассеянные металлы в породах являются неисчерпаемым источником для образования промышленных рудных месторождений.

Однако исходные осадочные и вулканогенные породы во многих случаях не содержат больших или даже значительных количеств, например золота, платины, меди и др., никеля тогда как при метаморфизме на различных ступенях его развития образуются промышленные скопления этих металлов.

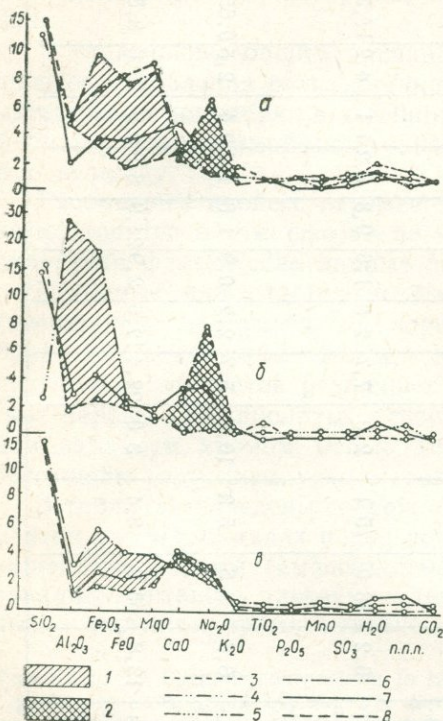
О подвижности рудных и нерудных компонентов осадочных и метаморфических пород при региональном динамотермальном метаморфизме и ультраметаморфизме в Украинском щите свидетельствуют данные, полученные нами по большому числу анализов (Белевцев, 1966).

На рис. 28, а показаны изменения порообразующих элементов в вулканогенных образованиях по мере развития метаморфизма от амфиболитов до палингенных гранитов. Отчетливо видны две области изменения: первая — область выноса FeO, MgO и CaO, вторая — область привноса K<sub>2</sub>O и частично Na<sub>2</sub>O. Аналогичные области выноса и привноса элементов наблюдаются при гранитизации железистых роговиков (рис. 28, б) и биотитовых гнейсов (рис. 28, в).

Рис. 28. Перемещение рудных компонентов:

а — вулканогенные породы — амфиболиты, б — железистые роговики и джеспилиты, в — гнейсы биотитовые; 1 — область выноса, 2 — область привноса, 3 — амфиболиты, 4 — амфиболиты в ксенолитах, 5 — железистые породы, 6 — гнейсы, 7 — мигматиты, 8 — граниты.

При подсчете количества малых элементов в породах различных метаморфических фаций, а также в продуктах ультрамета-



морфизма обнаружилась тенденция уменьшения содержания металлов с развитием метаморфизма (рис. 29).

По данным Б. А. Горлицкого, для центральной части щита (рис. 29) выделяются две кривые, характеризующие содержание рудогенных элементов в породах регионального (динамотермального) метаморфизма (рис. 30, а, б, в, г) и ультраметаморфизма (рис. 30, д, е, ж, з).

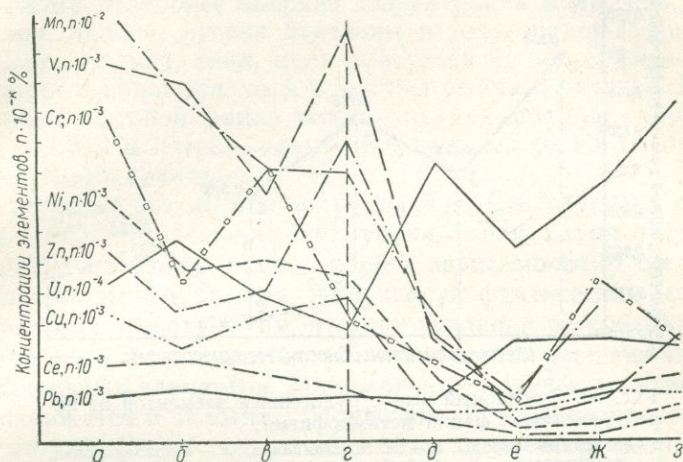


Рис. 29. Вынос рудогенных элементов из пород различных фаций метаморфизма:

а — исходные породы, б — зеленосланцевая, в — амфиболитовая, г — гранулитовая, д — амфиболитовая частично мигматитизированная, е — мигматиты, ж — граниты, з — жилльные породы.

В породах различных метаморфических фаций наблюдается постепенное снижение суммы малых металлов от фации зеленосланцевой, через эпидот-амфиболитовую, амфиболитовую до гранулитовой. Если взять такие распространенные металлы, как хром, ванадий, марганец, никель, медь, цинк, кобальт, свинец, то среднее содержание их в породах зеленосланцевой фации достигает 0,16%, тогда как в гранулитовой оно снижается до 0,09%, т. е. почти на 50% по сравнению с первоначальным содержанием (рис. 30). При этом снижение идет неравномерно. В породах амфиболитовой фации происходит некоторое повышение содержания металлов относительно пород предыдущей эпидот-амфиболитовой фации. Такая закономерность для отдельных элементов была замечена раньше и описана по некоторым районам советскими геологами (Белевцев, 1968; Буряк и др., 1967; Семенов, Смыслов, 1967; Смыслов, Титов, 1967 и др.).

Общая закономерность выноса металлов при усилении метаморфизма усложняется тем, что некоторые металлы накаплива-

ются в отдельных метаморфических фациях. Как это видно из рис. 29, ванадий, цинк и медь проявляют тенденцию к накоплению в гранулитовой и частично амфиболитовой фациях, уран и свинец — в зеленосланцево-амфиболитовой, а марганец — в амфиболитовой.

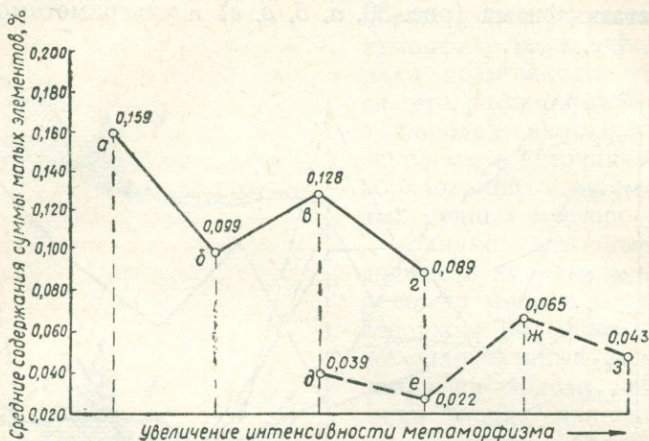


Рис. 30. Суммарный вынос рудогенных элементов из пород различных фаций метаморфизма:

а — исходные породы, б — зеленосланцевая, в — амфиболитовая, г — гранулитовая, д — амфиболитовая частично мигматитизированная, е — мигматиты, ж — граниты, з — жильные породы.

Еще более усложняется эта закономерность при метаморфическом изменении различных пород — терригенных, вулканогенных и магматических, содержащих различные группы элементов (литофильные, халькофильные и сидерофильные). Литофильные элементы, склонные к образованию легко растворимых комплексных соединений, накапливаются в метаморфических породах средних и низких фаций метаморфизма. В этих же условиях накапливаются и халькофильные элементы благодаря высокой активности серы и образованию сульфидов, хотя для некоторых районов известно накопление медно-никелево-платиновых руд в амфиболитовой и верхней части гранулитовой фации.

Сидерофильные элементы (железо, марганец, титан, никель, платина, ванадий) часто накапливаются среди пород высоких фаций метаморфизма, однако многие из них весьма активно образуют кислородные соединения, силикаты и сульфиды в зонах относительно низких фаций метаморфизма. Многие из элементов этой группы можно назвать «космополитами», так как вследствие смены условий метаморфической дифференциации они накапливаются в разных минеральных формах среди пород низких, средних и высоких фаций метаморфизма.

Аналогичные данные об изменении содержания металлов в породах по мере усиления регионального метаморфизма осадочных пород и гранит-порфиров Витимо-Патомского района приводят В. А. Буряк, М. П. Лобанов и П. М. Хренов (1967).

Количество элементов-примесей в субвулканических гранит-порфирах, по данным указанных авторов, изменяется по мере развития интенсивности регионального (динамотермального) метаморфизма. Наиболее высокие концентрации молибдена, олова, бериллия, ниобия, иттрия отмечены в зоне эпидот-амфиболитовой фации. Свинец, цинк, медь выносятся из пород амфиболитовой фации и накапливаются в фациях зеленых сланцев. В породах амфиболитовой фации накапливаются молибден, бериллий, олово, ниобий и итрий, количество которых резко уменьшается в палингенных гранитах.

Интересные результаты получены А. А. Смысловым и В. К. Титовым (1967) по распределению урана, тория, калия и кремнезема в различных зонах земной коры в зависимости от степени регионального метаморфизма. Анализируя фактический материал, они пришли к выводу о том, что при усилении регионального метаморфизма пород отчетливо устанавливается уменьшение в них радиоактивных элементов. Минимальные количества урана и тория содержатся в эклогитах Норвегии. По мере уменьшения степени метаморфизма содержание этих элементов возрастает и достигает максимума в породах зеленосланцевой фации. Смыслов и Титов считают, что длительная, очень значительная и неоднородная по интенсивности миграция урана, тория, калия и продуктов их распада приводит к очень сложному распределению металлов, не отвечающему их первоначальному содержанию.

Область ультраметаморфизма (рис. 30) характеризуется еще более интенсивным выносом рудогенных элементов, о чем свидетельствует резкое снижение суммы металлов в мигматитах и палингенных гранитах по сравнению с метаморфическими породами, в которых достаточно отчетливо сохранились черты первичного распределения металлов.

Частичное выплавление и полная перекристаллизация осадочных и вулканогенных пород, господствующие в зоне ультраметаморфизма, приводили к образованию гранитоидных пород (мигматитов, анатектитов, гранитов), которые принципиально отличаются от исходных пород потерей значительных количеств железа, магния, кальция и многих рассеянных металлов. Процесс превращения сланца, карбонатной или вулканической породы в гранитоидную, стремящуюся к эвтектическому составу, естественно сопровождался выносом больших масс излишних компонентов за пределы зоны ультраметаморфизма. Этим и объясняется резкое снижение суммы металлов (наполовину и более) по сравнению с исходными породами (рис. 28, 29). Однако некоторые элементы — уран и свинец, цинк и марганец — проявляют тенден-

цию к накоплению в породах ультраметаморфизма (мigmatитах и гранитах).

Таким образом, зона ультраметаморфизма обусловила отделение многих малых элементов от исходных пород и перемещение их в области низких фаций метаморфизма.

Интересно, что в малых интрузиях, являющихся продуктами кристаллизации палингенной магмы, наблюдается повышение содержания многих элементов. Так, по результатам анализов кристаллических пород щитов, в малых интрузиях и жильных образованиях концентрируются уран, цинк, хром, ванадий, никель и некоторые другие элементы (рис. 29).

Приведенные данные позволяют сделать выводы о перемещении рудогенных элементов при метаморфизме.

1. Динамотермальный региональный метаморфизм и ультраметаморфизм вызвали грандиозное перемещение рудогенных элементов в породах, которое усиливается с углублением процессов метаморфизма. Вследствие селективного растворения, частичной и полной перекристаллизации, выплавления и магматической кристаллизации происходит перемещение рудогенных элементов из зон высоких фаций метаморфизма в зоны низких фаций.

2. Перемещение рудогенных элементов при метаморфизме во многих случаях достигает 70—75% первоначального содержания элементов в породе. Наблюдается направленный процесс обеднения рудогенными элементами продуктов ультраметаморфизма, пород эклогитовой и гранулитовой фаций и обогащение некоторыми из них пород зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Отдельные элементы вследствие своих химических особенностей приобрели способность накапливаться в породах различных фаций метаморфизма. Длительная во времени и неоднородная по интенсивности миграция различных элементов привела к сложному перераспределению металлов в породах, не отвечающему их первоначальному содержанию.

3. В осадочных породах рудогенные элементы образовывали самостоятельные аутигенные минералы, входили в состав гидроксидных гидратных минералов, находились в сорбированном состоянии и обогащали внутрипоровые молекулярно-пленочные растворы, что обусловило их подвижность на этапе диагенеза и на первых стадиях метаморфизма в связи с процессом дегидратации пород. В дальнейшем они входили изоморфно в кристаллические решетки различных, преимущественно темноцветных минералов, создавали самостоятельные минералы или входили в состав газовой-жидких включений в минералах. Таким образом, происходит не только перераспределение химических элементов, но и меняются формы их нахождения, места пространственного размещения, создающие геохимические особенности метаморфических пород.

4. Рудогенные элементы, перемещенные метаморфическими растворами, накапливались в породах в виде промышленных ме-

сторождений либо создавали метаморфические микрорудные фации, потенциально благоприятные для дальнейшей концентрации элементов до промышленных размеров.

5. Описанная закономерность перемещения элементов является главной причиной образования зоны, обогащенной рудогенными элементами, которая является потенциально рудоносной и перспективной для нахождения рудных месторождений на кристаллических щитах. Эта зона располагается в верхней части земной коры среди пород низких и средних фаций метаморфизма. Для нее (зоны) характерны промышленные месторождения, образованные в период регионального метаморфизма, а также гидротермальные — метаморфические и ультраметаморфические месторождения, образовавшиеся вследствие концентрации металлов микрорудных метаморфических фаций.

#### **Условия образования метаморфогенных месторождений**

Метаморфогенное рудообразование происходило в процессе дифференциации вещества при метаморфизме пород вследствие растворения, перекристаллизации, выплавления и метасоматоза. На различных стадиях это происходит по-разному. В начальные стадии динамотермального метаморфизма размеры дифференциации вещества пород относительно невелики, а затем они возрастают и достигают максимальных значений при ультраметаморфизме. Для низких стадий метаморфизма характерна частичная дегидратация, растворение и перекристаллизация, которая с углублением процесса на высоких стадиях метаморфизма сменяется полным растворением, а затем и частичным выплавлением. Во всех зонах наблюдаются метасоматические замещения, вызванные потоками минерализованных вод, возникшими при метаморфической дифференциации.

Образование различных типов метаморфогенных месторождений зависит от благоприятного стечения многих условий — состава метаморфизируемых толщ, их строения, проницаемости, наличия рассеянных металлов и форм их нахождения, а также режима температуры и давления.

Для понимания условий метаморфогенного рудообразования целесообразно выделить две главные генетические линии — *региональнометаморфическую*, или просто *метаморфическую*, и *ультраметаморфическую* (рис. 31).

В зонах прогрессивного динамотермального метаморфизма геосинклинальных отложений рудообразование происходит в результате подвижности рудогенных компонентов пород по принципу закрытой системы при следующих процессах:

1) при перекристаллизации составных частей пород, богатых рудными компонентами, без значительного перемещения последних с образованием *метаморфизованных месторождений* (осадочно-метаморфических или вулканогенно-метаморфических);

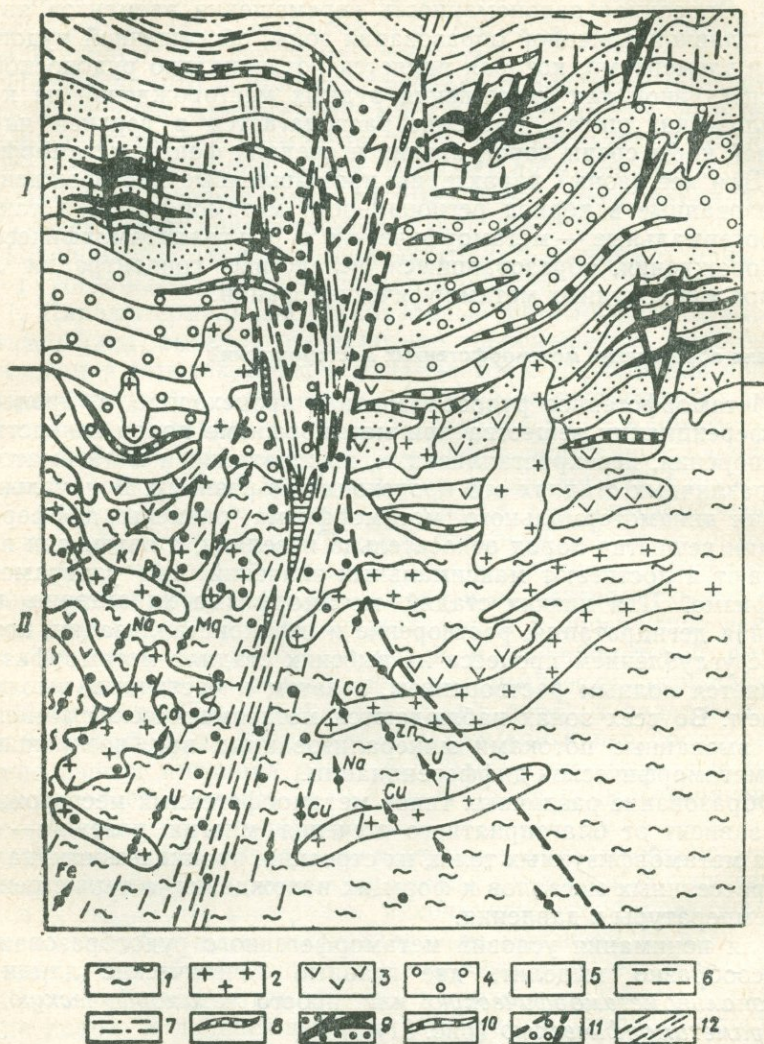


Рис. 31. Схема метаморфогенного рудообразования:

*I* — область регионального метаморфизма, *II* — область ультраметаморфизма;  
 1 — мигматиты, 2 — граниты, 3 — амфиболиты, 4—7 — различные осадочно-метаморфические породы, 8 — ультраметаморфические руды, 9 — метаморфизованные руды, 10 — осадочные метаморфизованные руды, 11 — область миграции растворов и металлов в зонах разломов, 12 — зоны разломов.

2) при перекристаллизации со значительным перераспределением, метаморфической дифференциацией первичного материала внутри метаморфизируемой толщи, с образованием *собственно метаморфических месторождений* в благоприятных складчато-трещинных участках пласта или свиты пластов.

Наиболее интенсивно концентрируются металлы среди осадочных или осадочно-вулканогенных пород, изначально содержащих в рассеянном состоянии металлы и большое количество воды. В вулканогенных однородных толщах обычно значительного перемещения металлов не наблюдается.

Метаморфическая дифференциация происходит в более или менее ограниченных масштабах, охватывая отдельные свиты, горизонты или даже пласты.

В зонах ультраметаморфизма рудообразование связано с подъемом растворов подкорового и метаморфического происхождения, которые экстрагировали рудогенные компоненты при гранитизации кристаллических пород или инфильтрации через осадочно-метаморфическую толщу, не подвергавшуюся гранитизации. Процесс рудообразования проходил по принципу открытой системы.

Метаморфизованные месторождения образуются на прогрессивной стадии регионального динамотермального метаморфизма, за счет первичного осадочного или вулканогенного материала, богатого рудными или нерудными полезными компонентами, в условиях ограниченных возможностей выноса рудного материала из первичных эквивалентов метаморфических пород. Прогрессивная стадия регионального метаморфизма совершается в условиях пластической деформации пород, выраженной дифференциальными послойными движениями, приводящими к складкообразованию. Главнейшие процессы при этом — селективное растворение и перекристаллизация. Осадочная порода состоит из кластогенного материала с разной величиной зерен, различного состава аутигенных минералов или коллоидных слабо раскристаллизованных осадков. Рудные компоненты в ней сосредоточены либо в кластогенных зернах, либо в илистых осадках и аутигенных минералах.

С химической точки зрения, эти гетерогенные породы представляли собой неравновесную систему, которая при благоприятных условиях будет преобразовываться, стремясь приблизиться к равновесному состоянию. Химическое равновесие в такой системе наступит тогда, когда будут использованы все возможности химических превращений.

Каждый компонент породы имеет свои границы устойчивости, и когда они превзойдены, он становится активным (подвижным) и вступает в химическое взаимодействие с другими компонентами.

Растворы, насыщающие породы, при повышении температуры и давления будут активно влиять на различные компоненты, пе-

реводить их в растворенное состояние до тех пор, пока на месте растворения не начнут образовываться другие минеральные формы, устойчивые в данных термодинамических условиях. Элементы, не вошедшие в решетки новых минералов, перейдут в раствор. Рудные растворы могут вступать в активное взаимодействие с породой и образовывать минералы, отвечающие более высоким фациям метаморфизма. Кроме того, они могут при определенных условиях уходить из пород, в которых они заимствовали рудные компоненты.

Как отмечалось, метаморфизованные месторождения могли образоваться, когда преобладал процесс перекристаллизации с незначительным перемещением рудного вещества внутри пласта или горизонта. Метаморфическая дифференциация и перекристаллизация усиливает контрастность рудных элементов, расположенных среди слабрудных пластов. К этой группе месторождений относятся: железистые роговики и джеспилиты, развитые в Украинском щите и других щитах мира; марганцевые, золоторудные и медные месторождения Индии; полиметаллические месторождения Австралии; золоторудные, медные, урановые месторождения в конгломератах и песчаниках Канады, Бразилии и Южной Африки, а также многие другие. Сюда же относится и большая группа нерудных месторождений — мраморов, графитовых гнейсов, кварцитов и др. В зависимости от первичных пород можно выделить две разновидности месторождений: 1) осадочно-метаморфические месторождения, характерные для железа, марганца, золота, титана, платины, урана; 2) осадочно-вулканогенно-метаморфические месторождения, характерные для меди, никеля, кобальта, вольфрама, золота, цинка.

Минеральный состав руд и вмещающих пород метаморфизованных месторождений полностью зависит от первичного исходного материала и от уровня — стадии метаморфизма. В качестве примера приведем железистые породы, широко развитые во многих щитах мира. По исходному составу выделяются две резко различные группы железистых пород — кремнисто-железистая и кремнисто-алюминий-магний-железистая. При наличии незначительных примесей других элементов в этих породах последние при метаморфизме изменяют минеральный состав (табл. 16).

По мере усиления метаморфизма постепенно исчезает резкая полосчатость, хорошо наблюдающаяся в породах низких фаций метаморфизма. Пироксено-гранато-магнетитовые породы уже отличаются более или менее равномерным распределением слагающих их минералов; обособление магнетитовых или кварцевых прослоев наблюдается довольно редко.

Метаморфизованные месторождения имеют свои отличительные особенности, которые позволяют выделять их среди других групп метаморфогенных месторождений, а также отличать от послемагматических.

Таблица 16. Влияние исходного состава породы на продукты метаморфизма различных фаций

Фации метаморфизма (месторождения)	Изменение минерального состава породы в зависимости от исходного химического состава	
	Кремнисто-железистого	Кремнисто-алюминий-магний-железистого
Зеленых сланцев (Месторождения Саксаганского района, Криворожья, КМА, Сингхбхум и др.)	Кварцево-магнетито-гематитовые джеспилиты (скрытокристаллические)	Кварцево-серицито-хлорито-гематитовые сланцы и роговики (тонкокристаллические)
Амфиболитовая (Северное Криворожье, Занмандрийские месторождения Кольского п-ва и др.)	Кварцево-магнетитовые джеспилиты (среднекристаллические)	Мусковито-амфиболо-магнетитовые роговики (среднезернистые)
Гранулитовая (Мариупольское месторождение в Приазовье, железорудные месторождения Северной Швеции)	Кварцево-магнетитовые нерезкополосчатые породы (крупнокристаллические)	Пироксено-гранато-магнетитовые породы (крупнозернистые)

I. Для залежей обычна пластовая форма, хотя они встречаются и в виде крупных уплощенных линз, напоминающих прерывистые пласты. Мощность рудных тел не зависит от трещиноватости или складчатости пород, вмещающих залежь. Залежи или рудные пласты часто приурочены к определенному стратиграфическому горизонту и распространяются на больших территориях. Залежи располагаются среди пород, относящихся к тем же первично-осадочным формациям, что и рудные пласты. Все это как бы сближает метаморфизованные месторождения с месторождениями осадочного генезиса.

II. Минеральный состав метаморфизованных месторождений по набору парагенезисов и степени кристаллизации близок к вмещающим породам. Во многих случаях потеряна первичная слоистая текстура, однако хорошо видно закономерное размещение пород различных метаморфических фаций. Ореолов изменения боковых пород нет, но часто хорошо видны постепенные контакты руды и породы, выраженные в убывании рудных минералов.

III. Рудные залежи располагаются согласно с вмещающими породами, участвуют в складчатости и пересекаются той же системой трещин, что и вмещающие породы. Вместе с тем иногда наблюдаются трещинные жилы альпийского типа, в которых развиты минералы, наиболее распространенные в залежах этого типа. Так, среди пластов железистых роговики широко развиты кварцево-гематитовые жилы, идущие по поперечным трещинам откры-

ва, среди кварцитов — жилы кварца, а среди мраморов — жилы кальцита.

Следовательно, в метаморфизованных месторождениях сочетаются признаки их первичноосадочного и метаморфогенного происхождения, что в подавляющем большинстве случаев позволяет отличать их от других генетических типов.

Метаморфические месторождения образуются при перекристаллизации осадочных и вулканогенных пород вследствие метаморфической дифференциации — перемещения рудных компонентов в пределах метаморфизируемой свиты пород и обособления рудного материала в благоприятных рудовмещающих структурах. Они в основном относятся к стадии прогрессивного метаморфизма; они образуются в участках наиболее развитых дифференциальных движений, связанных с пластической деформацией и проявляющихся в виде сложных складчатых структур.

В отличие от метаморфизованных месторождений метаморфические образуются нередко среди пород, бедных рудными компонентами, за счет мобилизации последних из пород и перемещения в складчато-трещинные или разрывные зоны с пониженными давлениями. Метаморфические месторождения очень характерны для таких металлов, как железо, медь, уран, никель, кобальт, цирконий и в меньшей степени для полиметаллов.

Нами изучены метаморфические месторождения Украинского щита, а также проведено сравнительное изучение аналогичных месторождений Кольского п-ва, Курской магнитной аномалии, Аньшаньского района КНР и Сингхбхумского района Индии. Рудные месторождения этих районов близки по составу, минеральным ассоциациям и условиям залегания. В результате изучения выявлены следующие особенности.

1. Минеральный состав железных, медно-никелевых, а также и других руд совершенно аналогичен составу вмещающих пород. Залежи магнетитовых или гематито-магнетитовых руд располагаются среди магнетито-кварцевых роговиков и джеспилитов. Медно-никелевые вкрапленные руды, представленные густым скоплением халькопирита, пентландита и пирротина среди биотито-амфиболовых пород, отличаются от вмещающих пород большим количеством вкраплений рудных минералов и т. д. Изучение контактов рудных залежей с вмещающими породами показало, что рудные и нерудные кристаллы не меняют своих форм и размеров при переходе из породы в руду, они относятся к одному этапу образования и характеризуются одинаковыми парагенетическими ассоциациями.

2. Для месторождений характерен постоянный комплекс элементов в породах и рудах. По многочисленным анализам сплошных лент, отобранных на переходе от руды к вмещающей породе, видно, что никаких новых элементов в руду, по сравнению с базальными породами, при рудообразовании не внесено (Белевцев,

1964). Можно говорить только о концентрации рудных компонентов в благоприятных местах.

3. Преобладание структур перекристаллизации и частичного замещения свидетельствует о преимущественном метасоматическом процессе, господствовавшем при рудообразовании. Залежи метаморфического происхождения в большей части образовались за счет замещения вмещающих пород при железистом или железисто-магнезиальном метасоматозе. Вместе с тем нередко встречаются рудные залежи, где не наблюдается метасоматических изменений, а преобладает общая с вмещающими породами перекристаллизация. Вероятно, перемещение рудных компонентов происходило здесь еще до общей метаморфической кристаллизации, отвечающей достигнутой фации метаморфизма для этих пород. Структур выполнения открытых полостей нет либо они встречаются крайне редко (жилы, прожилки, гнезда).

4. Размещение рудных залежей и месторождений определяется складчато-трещинными структурами. Контуры рудных залежей совпадают с зонами складчатых структур или отдельными складками. В Криворожском бассейне железорудные залежи приурочены к поперечным изгибам различной формы. Крупные разрывы и трещины отдельностей обычно являются пострудными. Сами руды в большинстве случаев характеризуются пльчатой текстурой тектонического происхождения. Контакты их секущие к слоистости пород и выражены обогащением породы рудными компонентами. Складчатые структуры залежей и пльчатые текстуры руд характерны не только для месторождений Кривого Рога, но и для месторождений КМА, Китая, Бразилии и других районов. Аналогичное складчатое строение имеют многие медно-колчеданные месторождения метаморфического генезиса (Печенга, Сингхбхум, Замбия и др.).

5. Рудные месторождения и залежи размещены полосами, узлами, отчетливо контролируются пластами или свитами пластов метаморфических пород и складчатыми структурами, но их расположение совершенно не зависит от наличия или отсутствия в районе интрузивов. Нет никакой закономерной связи в составе малых и редких элементов интрузий и руд. В большинстве изученных случаев интрузивные тела в рудных районах имеют послерудный возраст, а в отдельных местах интрузивы обогащаются рудными компонентами метаморфических пород.

6. Широко известно явление утонения кварцевых прослоев железистых роговиков в сторону магнетитовых руд, вызванное выносом кремнезема, частичным замещением его магнетитом и тектоническим сжатием рудных прослоев. Все это по существу и есть процессом рудообразования, совершающимся синхронно с метаморфизмом и складчатостью. Такие характерные явления хорошо изучены в Кривом Роге и КМА, известны в Китае и Индии, описаны в литературе по материалам бразильских и канадских месторождений.

Приведенные особенности метаморфических месторождений дают основание выделить их в самостоятельную группу среди многих других генетических типов. Метаморфические месторождения возникают в различных метаморфических фациях. Так, фации зеленых сланцев отвечают месторождения магнетитовых и гематитовых руд, месторождения марганца (браунит), меди и асбеста; амфиболитовой фации — месторождения магнетита, кианита, наждака, циркона, графита, марганца; гранулитовой фации — железорудные (магнетито-пироксеновые), месторождения ставролита, граната, титано-магнетита, меди и никеля (халькопирит-пентландитовые) и др.

Одно из главных условий возникновения метаморфических месторождений — достаточное количество растворов, которые могут транспортировать рудный материал. Поэтому при метаморфизме можно проследить перемещения относительно небольшой части содержащихся в породе рудных компонентов, которая составляет лишь несколько процентов их общего количества. Так, наши подсчеты перемещения железа в железорудной свите при метаморфическом образовании залежей богатых руд Центрального района Криворожского бассейна, основанные на большом фактическом материале, показали, что перемещению подверглось всего лишь 3—4% общего количества его в свите.

К метаморфическим месторождениям относятся богатые магнетитовые и гематитовые месторождения Криворожского бассейна, Аньшаня (Китай), Канады, медные месторождения Катанги и Замбии в Африке, медно-никелевые месторождения Печенги, полиметаллические месторождения Австралии и многие другие.

Ультраморфические месторождения образуются под действием растворов, поднимающихся из зон ультраметаморфизма пород. Согласно современным работам петрографов (Коржинский, 1967; Судовиков, 1964; Шуркин, 1963 и др.), ультраметаморфизм состоит в перекристаллизации, метасоматозе и частичном переплавлении исходного материала, происходит под действием потока растворов, содержащих натрий и калий.

В зоне ультраметаморфизма образуется так называемый фронт базификации, характеризующийся перемещением больших масс железа, магния, кальция, натрия, калия, а также многих редких и цветных металлов. По существу, в этой зоне возникали метаморфические растворы, которые нередко приобретали свойство рудных, а дальнейшее их продвижение в область пород низких фаций метаморфизма при благоприятных условиях могло вызвать рудообразование.

При гранитизации вулканогенных пород выносились железо, медь, никель, титан, кобальт; при гранитизации железисто-сланцевых пород — железо, цинк, серебро, олово; при гранитизации песчаников и конгломератов — золото, никель, кобальт, медь.

Постгранитизационные, или ультраметаморфические, гидротермальные растворы могут иметь различный набор рудных компонентов в зависимости от состава гранитизируемых пород.

Грандиозное перемещение материала при гранитизации наблюдается в породах Украинского щита. Среди породообразующих элементов повсеместно выносились железо, магний, кальций и привносились кремний, алюминий и щелочи. При гранитизации амфиболитов и железистых роговиков выносились растворами кальций, железо, магний и привносились кремний, алюминий, натрий, калий; при гранитизации сланцев и гнейсов также виден вынос больших количеств магния, кальция, железа и привнос кремния и щелочей.

Рудные растворы поднимались в область расслоенных метаморфических пород, где по пути могли обогащаться новыми элементами, и в благоприятных складчато-трещинных или разломных структурах оставляли свой полезный груз в порядке уменьшения теплоемкости минеральных парагенезисов.

Для ультраметаморфических месторождений характерно развитие железисто-магнезиального, щелочного и кальциево-углекислого метасоматозов. Они обычно приурочены к складчато-трещинным структурам в благоприятных литологически породах, нередко имеют огромные размеры. Среди измененных пород известны месторождения меди, урана, железа, титана, свинца и других металлов. Иногда, особенно на завершающих этапах, наблюдаются образования жильных и штокверковых месторождений. К этому типу относятся титаномагнетитовые, редкометальные, медно-никелевые и многие другие месторождения. Кроме того, в зонах ультраметаморфического рудообразования развиты полевошпато-кварцевые пегматитовые тела с редкометальным тантало-ниобатовым оруденением, а также гидротермальные кварцевые и кварцево-сульфидные тела, несущие комплекс цветных и редких металлов.

В отличие от метаморфизованных и метаморфических месторождений ультраметаморфические образуются за счет привноса рудных компонентов гидротермальными растворами из-за пределов толщ, где происходит рудоотложение.

Отметим характерные особенности ультраметаморфических месторождений.

1. Широкое развитие зон щелочного (калиевого и натриевого) метасоматоза, которому подвержена большая группа алюмосиликатных пород (сланцы, гнейсы, силикатные железистые роговики, мигматиты и граниты).

2. Рудные тела, жилы и штокверки размещаются среди щелочных пород по зонам смятия и смещения с характерными парагенезисами для регрессивного метаморфизма.

3. Рудные месторождения и процессы изменения пород нередко развиваются по зонам глубинных разломов, протягивающимся

на сотни, а иногда и тысячи километров и образующим рудные пояса с однотипными процессами.

4. В формировании месторождений главную роль играли метасоматические процессы, выполнение пустот (прожилки и жилы) имело подчиненное значение.

5. Образование метасоматических месторождений происходило, с одной стороны, на заключительных стадиях складкообразования, когда породы находились в состоянии наибольшей тектонической напряженности, обеспечивающей высокую проницаемость поровых растворов, а с другой, — когда уже развились разрывные зоны, по которым шли перемещения пород.

6. Интрузивные тела гранитоидов и малые интрузии основных пород являются более поздними по отношению к ультраметаморфическим месторождениям одного и того же этапа развития.

7. Метасоматические образования накладываются на породы различных фаций регионального метаморфизма или породы предшествующих этапов ультраметаморфизма.

8. Ультраметаморфические рудные зоны относятся к локальным, хотя иногда и протяженным.

Эти признаки отличают ультраметаморфические месторождения от собственно метаморфических, наложенными парагенезисами и привнесенными элементами по отношению к вмещающим породам, а от гидротермальных (послемагматических) — широтой развития и составом метасоматитов и руд.

Ультраметаморфические месторождения характерны особенно для протерозойских образований щитов и оснований древних платформ, однако в ряде мест к этому типу можно отнести и месторождения, размещенные в палеозойских структурных этажах, образовавшиеся в результате ультраметаморфизма нижних горизонтов складчатой структуры.

В структурном отношении наиболее благоприятными условиями для размещения ультраметаморфических месторождений являются складчато-трещинные структуры расслоенных метаморфических пород, часто приуроченные к зонам глубинных разломов краевых прогибов.

Зоны глубинных разломов расположены на границе краевых прогибов и внутренних геосинклинальных областей. Эти зоны чаще всего заложены в начальные периоды геосинклинального развития и являются конседиментационными с верхним структурным ярусом, хорошо выражены широкой полосой многократного смятия, наложенной минерализацией, сменой фаций и формаций пород, большим градиентом мощностей и различными ступенями метаморфизма пород. Такие зоны часто прослеживаются на границе архея и протерозоя. Архейские породы сильно гранитизированы, обычно представлены мигматитами и реоморфическими гранитами. Протерозойские менее гранитизированы и чаще всего представлены расслоенными гнейсами и кристаллическими сланцами, подвергшимся метасоматическим изменениям.

Зона краевого прогиба геосинклинали развилась в сложный синклиорий с глубоким заложением до 4—8 км. В пределах синклиория породы образовали складчато-трещинную структуру с послойными перемещениями отдельных пластов и расслоенными легко проницаемыми зонами, особенно в местах замыкания синклиналей и поперечных изгибов пластов. На складчатую — синклиорийную полосу пород, протягивающуюся вдоль глубинного разлома, наложился разрывные структуры, которые на разных этапах метаморфизма и особенно ультраметаморфизма явились путями движения растворов. Эти складчато-разрывные зоны были местами развития наложенного минералообразования и связанного с ним рудообразования. Наиболее интенсивное рудообразование наблюдается в складчатости, сочетающейся с разрывными структурами.

Изменение пород и рудообразование в этих зонах зависит от исходных пород и состава поднимающихся из зон ультраметаморфизма растворов. Исходные растворы по пути следования меняли свой состав, вследствие того, что они экстрагировали различные элементы из пород, через которые проходили, и переносили их к месту отложения.

В одних случаях в зоне краевого прогиба и глубинного разлома развивался щелочной метасоматоз. На первом этапе этого процесса проявился калиевый метасоматоз, выраженный в образовании микроклиновых пород, нередко почти чистых микроклинитов. Замещению подвергались кварц и плагиоклаз гнейсов и мигматитов. На втором этапе образовались натрийсодержащие минералы — альбит, эгирин и щелочные амфиболы. Отчетливо наблюдается зависимость возникновения того или иного минерала от исходного состава породы.

Альбит образовался по плагиоклазу, микроклину, кварцу и другим минералам гнейсов, микроклинитов и мигматитов. Часто наблюдаются почти мономинеральные альбитовые породы — альбититы, частично альбитизированные гнейсы, граниты и мигматиты. Наиболее интенсивно альбитизируются граниты, реже гнейсы и еще реже мигматиты. Эгирины и эгириниты возникают по железистым роговикам и джеспилитам, где есть достаточное количество кремнезема и железа, которые вместе с привнесеным натрием образуют эгирины. Щелочные амфиболы (родусит, глаукофан, рибекит) образуются по куммингтониту и биотиту. Метасоматический процесс завершается образованием относительно низкотемпературного парагенезиса таких минералов, как доломит, анкерит, кальцит, иногда эпидот, хлорит, с которыми часто ассоциируют рудные минералы — гематит, пирротин, уранинит, галенит, апатит, циркон и сфен. Иногда по относительно узким зонам смятия среди альбититов развиваются прожилки и вкрапления хлорита, эпидота, настурана, серицита и карбонатов, образующих обычно тесные прорастания.

Описанный тип структур и процессов рудообразования встречается в Балтийском, Канадском и других щитах.

Для этого типа структур характерны, например, месторождения железо-урановых и силикатно-урановых формаций. Месторождения этого типа встречаются только в местах интенсивного щелочного и карбонатного метасоматозов, хотя и относятся к завершающим стадиям процесса. Обычно железо-урановые месторождения размещаются в участках интенсивной складчатости железисто-сланцевых пород, представленной крутыми центро-клинальными замыканиями или поперечными изгибами пластов по простиранию и падению. В зоне складок развиты послейные срывы, мелкая трещиноватость, кливаж и пористость, создающие высокую проницаемость пород. Рудные тела имеют преимущественно форму пластовых согласных залежей, уплощенных линз или уплощенных рудных столбов, погружающихся на глубину согласно со складчатостью.

К такому типу относится Канадский пояс урановых, медных и полиметаллических месторождений, особенно его юго-восточная часть, где он представлен месторождениями Эльдorado и Контакт, а также месторождениями озер Атабаска и Мичиган. Для месторождений этого типа характерны сплошные и вкрапленные руды, которые располагаются среди пород протерозоя (группы Эхо и Атабаска), собранных в сжатые складки и разбитых многочисленными смещениями. Рудные тела приурочены к породам, богатым железом и магнием, — железистым кварцитам, доломитам и амфиболитам.

С глубинными разломами краевых прогибов связаны месторождения железа, меди, урана и иных металлов, которые не сопровождаются щелочным метасоматозом. В качестве примера можно указать на Сингхбхумский рудный пояс Индии, где расположены железорудные, апатит-циркониевые, титано-магнетитовые, редкометалльные и медные месторождения.

Таким образом, в метаморфогенном рудообразовании участвуют различные металлы, диапазон способов рудоотложения широкий, большое разнообразие форм рудных тел. Мы встречаем метасоматические рудные тела, рудные жилы, прожилковые и штокверковые залежи, рудные столбы.

Метаморфогенные месторождения причинно и генетически связаны с процессами осадкообразования, региональным метаморфизмом и ультраметаморфизмом; рудообразование не зависит от действия отдельных магматических интрузивов, а закономерно возникает при метаморфизме и ультраметаморфизме пород в складчатых областях.

Метаморфогенная теория рудообразования имеет большое значение для выявления закономерностей размещения рудных месторождений в пределах кристаллических щитов, поэтому ее разработка является первостепенной задачей геологов.

## МАСШТАБЫ МЕТАМОРФИЗМА И МЕТАМОРФОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Метаморфические породы докембрия сформированы в период от 3600 до 1200—1100 млн. лет, т. е. в течение около 2500 млн. лет, что в четыре-пять раз превышает длительность всех послепротерозойских геологических эпох.

В качестве примера рассмотрим Украинский щит, представляющий собой относительно небольшую часть кристаллического основания Восточно-Европейской платформы. Он имеет ширину 300—400 км, длину около 1100 км. Щит сложен метаморфическими и ультраметаморфическими породами с общей мощностью в несколько десятков километров (около 30—35 км). Объем этих пород равен 10 млн. км<sup>3</sup>, из которых более чем 90% — метаморфические и ультраметаморфические породы. Из них гнейсы и кристаллические сланцы составляют 10—12%; амфиболиты — 3—5; мигматиты, анатектиты и ультраметаморфические граниты — 77, менее 10% приходится на интрузивные плутоны, такие как щелочные граниты Приазовья, корсунь-новомиргородские, коростенские граниты и некоторые другие.

В последние годы геофизические работы, бурение и детальное изучение указанных пород дает все больше материалов о метасоматическом образовании большинства пород, слагающих эти плутоны.

Первичными эквивалентами анатектитов, мигматитов, гнейсов и кристаллических сланцев являются вулканогенные образования, что особенно характерно для архейского цикла развития, и терригенные и хемогенные осадки с подчиненным количеством вулканогенных, которые широко распространены в протерозойском цикле развития геосинклинали.

Приведем главнейшие особенности истории геологического развития Украинского щита, установленные методом «снятия метаморфизма», позволившим провести выделение и анализ литологических формаций.

1. Два цикла геосинклинали развития докембрийской геосинклинали Украинского щита — архейский и раннепротерозойский. Для архейского цикла характерно обилие вулканогенных продуктов с подчиненным количеством терригенных осадков, формировавшихся при недостатке кислорода и избытке углекислоты в атмосфере и гидросфере. Последнее определило своеобразный ход изменения осадков и вулканитов. Раннепротерозойский цикл характеризуется обилием терригенных и хемогенных осадков с подчиненным количеством вулканитов. Огромное накопление железа в нижнем протерозое связано с появлением свободного кислорода в атмосфере и гидросфере.

2. Складчато-метаморфические процессы (региональный метаморфизм), развившиеся в средние этапы циклов, вызвали метаморфизм и ультраметаморфизм осадочных и вулканогенных

пород. Образовались метаморфические зоны зеленых сланцев, амфиболитов, гранулитов и ультраметаморфические породы — мигматиты, анатектиты и граниты. Большая часть гранитоидных пород, которую раньше относили к магматическим циклам (житомирским, кировоградским, сакаганским гранитам и их мигматитам) является не чем иным, как продуктами ультраметаморфизма архейского и раннепротерозойского циклов. Таким образом, подавляющая часть (более 85%) всех пород Украинского щита представляет собой осадочно-вулканогенные синклиналильные породы, преобразованные метаморфизмом и ультраметаморфизмом.

По данным определений изотопного возраста, завершение метаморфизма архейских пород происходило в период 2400—2200 млн. лет, а нижнепротерозойского — 2200—1800 млн. лет.

3. Интрузивные образования, представленные кислыми и основными породами, занимают 11—13% площади щита. К ним относятся щелочные граниты Приазовья, Корсунь-Новомиргородский и Коростенский плутоны, а также некоторые мелкие массивы гранитов — Токовский плутон, Боковьянский, Верблюжинский и др. Возраст этих интрузивов от 1200 до 1600—1700 млн. лет, т. е. они значительно (на 300—1000 млн. лет) моложе метаморфизма и гранитизации и вероятнее всего относятся к зонам активизации платформ в верхнем протерозое и рифее.

В кристаллическом фундаменте Украинского щита выявлены крупнейшие месторождения железных руд, связанных с формацией джеспилитов, никеля, редких металлов, рудопроявления меди, титана, вольфрама, олова, кобальта, золота, платины, а также хромитов, циркона, графита, асбеста, слюды и магнезиевого сырья. Однако низкая изученность геологического строения щита, выражающаяся в отсутствии единой стратиграфической схемы, схемы тектонического развития, понимания первичного состава пород и последовательности их метаморфического преобразования, не позволяет понять объективные условия образования и закономерности размещения месторождений на территории щита. Вероятно, вследствие этого на Украинском щите еще не открыты крупные промышленные месторождения меди, золота, платины, никеля, кобальта, свинца, цинка и других металлов, широко известные на аналогичных щитах — Канадском, Бразильском, Южно-Африканском и др. При анализе размещения месторождений и рудопроявлений в породах Украинского щита можно заметить следующую закономерность. Железные руды распространены среди метаморфических пород железорудной свиты Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны, в Белозерско-Запорожско-Ореховской, Верховцево-Чертомлыкской и Брусилowo-Одесской зонах. В последнее время открыты железорудные месторождения в Среднем Приазовье. Все железистые роговики и джеспилиты (бедные руды) залегают в виде пластов

метаморфических пород среди кристаллических сланцев различного состава.

Состав железорудной свиты отвечает первичным осадочным образованиям кластогенного и хемогенного происхождения с подчиненным количеством вулканогенных пород. Фациальный анализ первичных эквивалентов нижнепротерозойских образований, в состав которых входит железорудная серия, не оставляет сомнения в геосинклинальном осадочно-вулканогенном происхождении богатых железом пластов железистых роговиков, джеспилитов и сланцев.

Наиболее мощные толщи железистых пород сохранились в синклиниях нижнепротерозойского возраста, сложенных метаморфическими породами ступени зеленых сланцев (Криворожский бассейн, Кременчугский и Малобелозерский районы). Реже они встречаются среди пород амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма (Мариупольский, Ореховский и Северо-Криворожский районы). В тех случаях, когда они затронуты гранитизацией, наблюдается снижение рудоносности железистых пород до превращения в безрудные мигматиты и граниты (Брусилowo-Одесская, Орехово-Павлоградская и другие зоны).

Богатые железные руды располагаются в складчато-трещинных зонах среди железистых роговиков, джеспилитов и сланцев. Они образуют рудные столбы и залежи другой формы, не выходящие за пределы пластов и горизонтов железистых пород. Отсутствие или близость гранитоидных интрузий не влияет на размещение железистых роговиков или богатых руд.

Рудопроявления золота, меди, хрома, никеля, платины и некоторых редких элементов располагаются среди песчаников и конгломератов, залегающих у основания нижнепротерозойских осадочно-метаморфических свит.

Метаморфизм пород высоких ступеней нарушает первичное пластовое размещение рудных концентраций, хорошо сохраняющееся при низких ступенях метаморфизма.

Медные, медно-никелевые и кобальтовые руды встречены в ряде районов щита среди толщ вулканогенных или осадочно-вулканогенных пород, характерных для геосинклинальных рвов верхнеархейского цикла развития подвижных зон. Повышенные концентрации рудных компонентов наблюдаются в складчато-трещинных зонах среди эффузивно-осадочных пород, подвергшихся метаморфизму различных ступеней. Они аналогичны многочисленным медно-никелево-кобальтовым месторождениям, развитым на щитах, в частности напоминают Печенгский рудный район Кольского п-ва.

Месторождения и рудопроявления, приуроченные к метаморфическим породам и не зависящие от наличия или отсутствия в районе гранитоидных интрузий, относятся нами к разряду метаморфизованных и метаморфических месторождений.

В Украинском щите известны также жильные, прижилковые и вкрапленные руды, образовавшиеся среди метаморфических пород в зоне экзоконтакта фронта гранитизации. К таким образованиям относятся: Радионовское железо-титановое и вольфрамовое рудопроявление, Карачуновско-Лозоватское медно-сульфидное рудопроявление и многие другие. К этой же группе относятся оруденения железа и некоторых редких элементов, развивавшиеся в связи с магнезиально-железистым и щелочным метасоматозом, залежи Северного Криворожья, Кременчуга, Брусиллов-Одесской и Орехово-Павлоградской зон.

С известными на Украине плутонами — Коростенским, Корсунь-Новомиргородским, точнее с их габбровыми массивами, связаны рудопроявления меди, никеля, полиметаллов, молибдена и олова. С щелочными породами Приазовья генетически связаны циркон-пироклорная и галенитовая минерализации.

Следовательно, подавляющее большинство эндогенных месторождений и рудопроявлений, известных к настоящему времени на Украинском щите, пространственно и причинно связаны с осадочно-вулканогенными и метаморфическими процессами.

На примере Украинского щита и многих других щитов мира видно, что материковая кора Земли сложена метаморфическими и ультраметаморфическими породами, которые являются переработанными — измененными осадочными и вулканогенными породами. В процессе динамотермального метаморфизма возникли зоны, сложенные породами различных фаций метаморфизма, которые составили тектоно-метаморфическую расслоенность земной коры. Ультраметаморфизм привел к образованию зоны гранитидов среди амфиболитовой и гранулитовой фаций. Такие грандиозные изменения первичных осадков, вулканитов и исходного материала Земли, естественно, привели к не менее разительному перемещению и концентрации рудогенных элементов. Это перемещение интенсифицировалось подъемом растворов и выносом элементов из области верхней мантии как в период становления оболочек Земли, так и в более поздние периоды. Таким образом, метаморфогенное перемещение металлов и образование месторождений имеет планетарный размах и должно относиться к общим геологическим закономерностям развития Земли. Изучение и выделение различных типов метаморфогенных месторождений позволит эффективно прогнозировать поиски промышленных месторождений.

Классическим примером метаморфогенных месторождений являются богатые железные руды криворожского типа, главной причиной образования которых явились процессы перемещения и накопления железа и кремнезема при метаморфизме.

## УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА В ДОКЕМБРИЙСКИХ ЩИТАХ

Промышленные месторождения и рудопроявления урана, встреченные в докембрийских щитах, представлены сближенными рудными телами вкрапленных, реже прожилковых руд. Они приурочены к складчато-трещинным и разрывным структурам, развитым в различных кристаллических породах — сланцах, железистых роговиках, метаконгломератах, гнейсах, мигматитах и гранитах, измененных действием щелочного (натриевого и калиевого) и кальциево-углекислого метасоматоза. Особенно ярко выделяются две рудные формации — железисто-урановая в карбонатизированных породах и урановая в альбититах, в пределах которых размещены почти все промышленные месторождения. К менее развитым рудным формациям относятся: торий-урановая в пегматоидах, урано-титано-ниобиевая в мигматитах, уранцирконовая в породах, измененных щелочным метасоматозом, и др. Рудные залежи представлены рудными столбами, нередко уплощенными, или пластообразными залежами. Как правило, протяженность залежей на глубину в несколько раз больше, чем по простиранию.

Все известные в настоящее время месторождения имеют много общего в истории образования и закономерностях размещения.

1. Месторождения образованы в одну геолого-металлогеническую эпоху, связанную с динамотермальным метаморфизмом и ультраметаморфизмом.

2. Изотопный возраст всех месторождений находится в пределах 1800—2000 млн. лет, который отвечает времени метаморфизма и ультраметаморфизма пород нижнего протерозоя.

3. Месторождения и рудопроявления в основном расположены в пределах краевых прогибов нижнепротерозойской геосинклинали.

4. Подавляющая часть месторождений генетически связана с процессами щелочного и кальциево-углекислого метасоматоза; исключение составляют метаморфизованные конгломераты и ураноносные пегматитовые и кварц-уранинитовые жилы.

5. Метасоматические месторождения представлены преимущественно ненадквевитом, урано-титано-силикатами, меньше ура-

нинитом и настураном в парагенезисе с альбитом, доломитом, эгирином и рибекитом. Температуры рудного процесса от 150 до 250° С.

6. Структурами, определяющими размещение урановых месторождений, являются крупные складчато-разрывные зоны и разломы глубокого заложения. Рудовмещающие структуры имеют общее субмеридиональное простирание, они заложены и развивались в течение нижнепротерозойского геосинклинального цикла.

7. Месторождения расположены среди пород амфиболитовой фации метаморфизма или первых субфаций гранулитовой фации, обычно затронутых гранитизацией.

8. Подавляющее число месторождений размещено в пределах тектоно-метасоматических зон, которые развились в относительно узких полосах сочленения интенсивно гранитизированных и не гранитизированных пород. Тектоно-метасоматические зоны представлены складчато-разрывными структурами, в которых наблюдается переслаивание различных пород — мигматитов, гнейсов, сланцев, амфиболитов и др. Для них характерны милолиты, катаклазиты, бласто-катаклазиты, расслоенные и кливажные формы структур.

Тектоно-метасоматические зоны протягиваются на десятки и даже сотни километров. Местами в однородных средах они проявляются очень слабо, тогда как отчетливо выражены на участках неоруденелого переслаивания пород и в изгибах складчатых структур. Соответственно метасоматические изменения пород усиливаются в этих местах и затухают в однородных средах.

Месторождения урана приурочены к зонам наиболее интенсивного метасоматического изменения расслоенных пород.

Выявленные общие закономерности размещения и условий залегания, а также данные о химико-минеральном составе месторождений не позволяют отнести их к господствующему в настоящее время типу гидротермальных (плутонических) месторождений. Этому противоречат буквально все закономерности, характерные для гидротермальных месторождений, связанных с магматическими плутонами. Общее в них лишь то, что эти месторождения тоже образовались с помощью горячих минерализованных растворов.

Объективная теория рудообразования для месторождений урана, расположенных в кристаллических щитах, разрабатывается на базе геологических и экспериментальных данных. Следует отметить, что без получения объективных экспериментальных данных совершенно невозможно в настоящее время разработать теорию эндогенного рудообразования. Прежде всего необходимо иметь достоверные данные о температуре, давлении и других параметрах процессов рудообразования. Простое отнесение месторождения к гидротермальному типу ничего конкретного не дает для понимания генетической стороны рудообразования.

С целью разработки теории рудообразования урана на основе современных геологических и экспериментальных данных в отделе проблем рудообразования ИГФМ АН УССР были созданы специальные лаборатории, задачей которых было глубокое изучение вещественного состава руд и вмещающих пород, моделирование процессов рудообразования. Эти лаборатории за последние два-три года получили значительный материал, позволяющий приблизиться к пониманию физико-химической стороны процесса рудообразования, а также составить обоснованное представление о составе рудообразующих растворов. Получены данные об условиях миграции урана в растворах, определены интервалы температур и давлений для различных стадий рудного процесса, установлены состав растворов и газовой фазы, параметры рудных минералов, формы переноса урана в растворах, причины выпадения его из растворов и др. Экспериментальным путем определены проницаемость пород и условия миграции рудных растворов (глава V). Установлены условия и размеры миграции рудогенных элементов в породах при различных ступенях метаморфизма (глава IV). Впервые определены отношения  $O^{16} : O^{18}$  в магнетитах, гематитах, маргитах, сидеритах, хлоритах и некоторых щелочных минералах, подтверждающие метаморфогенное происхождение рудообразующих растворов.

Кроме экспериментальных, получены важные геологические данные непосредственно в горных выработках при исследовании кернов скважин, а также при глубоком изучении минерального и химического состава руд и пород, участвовавших в процессе рудообразования. Выяснены, в частности, литологические и структурные условия рудоотложения (Н. П. Гречишников, О. А. Крамар, В. И. Зинченко). Установлено, что урановые месторождения размещаются преимущественно в полях развития пород нижнего протерозоя, где последние прошли амфиболитовую фацию метаморфизма.

В данной главе изложены полученные геологические и экспериментальные данные, позволившие дать генетическую схему урановых месторождений, связанных с метасоматическими процессами, а также составить генетическую классификацию этих месторождений.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

### ВЕРТИКАЛЬНЫЙ РАЗМАЗ ОРУДНЕНИЯ

Максимальное распространение рудных залежей в вертикальной плоскости прослежено на одном из месторождений, расположенном в породах джеспилитовой формации на 1000 м, а в отдельных скважинах оно достигает 1200 и даже 1300 м. На другом месторождении, расположенном среди гранитоидных пород, максимальные рудные площади встречены у самой поверхности и по-

степенное уменьшение их привело к выклиниванию месторождения на глубине около 450 м. Приняв те же допущения о равномерном выклинивании месторождения по падению и восстанию от горизонта с максимальными рудными площадями, интервал оруденения определится около 900—1000 м. На третьем аналогичном месторождении рудные залежи не выходят на дневную поверхность и, по результатам разведки, распространены в вертикальной плоскости примерно на 1000 м. Эти неполные данные позволяют определить интервал оруденения урановых месторождений порядка 1200—1400 м.

Интервал образования альбититов, с которыми парагенетически связано урановое оруденение, значительно больший. Так, на одном месторождении альбититы прослежены от поверхности до глубины 1000 м, на другом — до 1400—1500 м; альбитизированные породы на третьем месторождении заканчиваются на глубине свыше 1000—1100 м, а на четвертом альбититы разбурены до глубины 2200—2500 м. Таким образом, интервал щелочного метасоматоза гораздо больший, чем оруденения, и достигает 1500—2000 м, а иногда даже 2500 м.

#### **СТРУКТУРНЫЕ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ**

Геологам, изучающим рудные месторождения, известно, что литология и структуры оказывали совместное и неотделимое влияние на рудоотложение, поэтому мы рассмотрим их значение раздельно только для удобства изложения.

#### **Структурные условия залегания**

Для метаморфогенных месторождений характерны складчатые и разрывные структуры, которые по масштабу развития и значимости влияния могут быть подразделены на:

- 1) региональные структуры, определяющие размещение рудных районов или рудных поясов;
- 2) структуры, определяющие размещение рудных полей и месторождений;
- 3) структуры, контролирующие локализацию отдельных рудных тел;
- 4) структуры, обуславливающие распределение продуктов рудной минерализации в пределах рудных тел.

На различных месторождениях и рудных телах тектонические структуры оказали разное влияние на процесс рудообразования, а следовательно, и на закономерность размещения месторождений в пространстве (табл. 17).

Региональными структурами, определяющими размещение рудных полей и месторождений, являются крупные складчато-разрывные синклиновые зоны и глубинные разломы,

Таблица 17. Тектонические структуры, контролирующие месторождения

Региональные структуры, определяющие размещение рудных районов и рудных поясов	Структуры, вмещающие рудные поля и месторождения	Структуры, контролирующие локализацию отдельных рудных тел	Структуры, обуславливающие локализацию и распределение рудной минерализации в залежах
<p>Крупные складчато-разрывные синклинорные зоны, залеженные и развившиеся в течение геосинклинального цикла</p> <p>Глубинные разломы, залеженные и развившиеся в завершающийся геосинклинальный период</p>	<p>Сжатые крутопадающие синклинали, осложненные поперечной складчатостью, продольными послойными и поперечными дизъюнктивными нарушениями</p> <p>Открытые крутопогружающиеся синклинальные складки, осложненные дизъюнктивными нарушениями</p> <p>Зоны крупных разломов в местах сопряжения с расслоенной толщей метаморфических пород</p> <p>Единичные трещины или серии сопряженных трещин скальвания в зонах разломов</p>	<p>Изгибы, осложняющие крылья синклинальных складок</p> <p>Послойные разрывы, возникающие на крыльях и участках замыканий синклинальных складок</p> <p>Участки сопряжения дизъюнктивных нарушений с оперяющими трещинами</p> <p>Искривления отдельных дизъюнктивных нарушений</p> <p>Блоки трещиноватых пород, заключенные между сближенными трещинами</p>	<p>Зоны расщепления, сопровождающие микро-складчатость</p> <p>Мелкая трещиноватость и пористость</p> <p>Зоны развития брекчий</p> <p>Зоны катаклаза и милонитизации пород</p>

заложенные и развивавшиеся на протяжении нижнепротерозойского геосинклинального цикла. Складчато-разрывные синклинорные зоны в докембрии обычно представляют собой серию узких синклинальных складок — синклинориев, осложненных крупными дизъюнктивными нарушениями надвигового типа, которые составляют долгоживущие глубинные разломы. Эти зоны протягиваются на десятки и сотни километров и выражены различием в мощностях осадочно-метаморфических формаций, в характере складчатости и метаморфизме пород, а также в развитии вдоль разломов метасоматически измененных пород (щелочной — калий-натриевый и кальций-магниевый карбонатный метасоматоз), зон милонитизации и брекчий.

Глубинные разломы относятся к разряду внутригеосинклинальных, т. е. развитых на границе краевого прогиба и внутренних геосинклинальных областей. Они выражены серией субмеридиональных зон дробления, брекчий, катаклаза, а также развитием на отдельных участках щелочного и карбонатного метасоматоза. Детальное изучение трещин скальвания, катаклазитов и милонитов показало, что разломы имели длительную и сложную историю развития. Наиболее ранними образованиями в зонах разломов были пегматоидные жилы, затем альбититы и альбити-

зированные породы, которые во многих случаях вновь брекчированы и катаклазированы и на них наложился парагенезисы минералов урановорудных и послерудных стадий. Замечено, что глубинные разломы располагаются в областях перехода мигматитов и гранитов в гнейсы, т. е. зоны разломов и гидротермальные

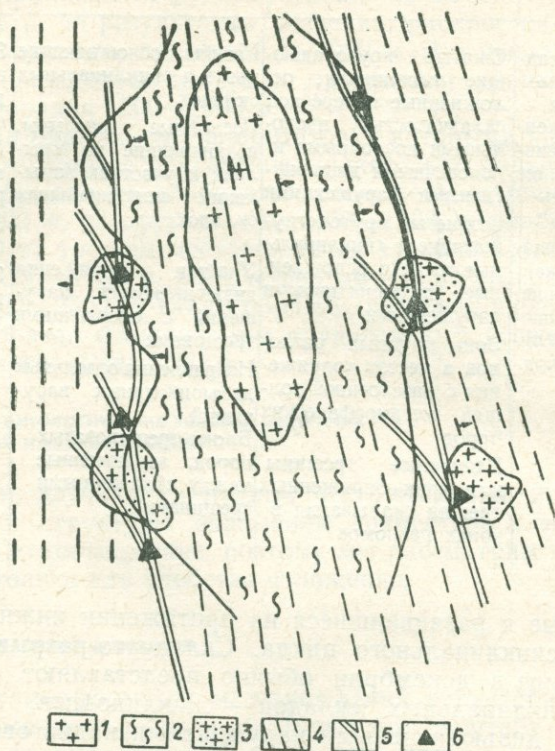


Рис. 32. Схема теплового купола и размещение месторождений:

1 — граниты, 2 — мигматиты, 3 — реоморфические граниты, 4 — породы амфиболитовой фации метаморфизма, 5 — зоны разломов, 6 — месторождения.

изменения их располагаются на окраине тепловых куполов (Винклер, 1969), проявившихся в виде максимальной гранитизации пород (рис. 32). Подновления разломов и гидротермальные изменения пород, как и связанные с ними новообразования, относятся к послегранитизационному времени.

Внутреннее строение зон разломов очень сложное. Оно выражено часто мощными (5—10 м) зонами катаклазитов и милонитов, нередко соединяющимися между собой в блоковую структуру. Очень хорошо развиты оперяющие трещины и зоны, расходящиеся веерами или индивидуализированными трещинами.

Область изменения пород и минерализованных новообразований, приуроченная к оперяющим трещинам, нередко измеряется несколькими сотнями метров. Обычно к этим участкам приурочены альбититы и урановые месторождения.

Структуры, вмещающие рудные поля и месторождения, можно несколько условно подразделить на две группы — *пликативные* и *дизъюнктивные*. Месторождения, связанные преимущественно с пликативными структурами, размещены в складчато-разрывной синклинорной зоне. Они приурочены к сжатым крутопадающим синклиналям, осложненным на крыльях изгибами пород и складками более высоких порядков. Рудные месторождения располагаются в послойных и седловидных зонах и чаще всего имеют пластообразную форму. Рудные месторождения, локализующиеся в участках сочленения линейных и седловидных структур, представлены сложными рудными столбами. Месторождения встречаются и на участках открытых погружающихся складок, осложненных многочисленными разрывными нарушениями, которые играли значительную роль в локализации оруденения. К месторождениям, преимущественно связанным с разрывными структурами, относятся месторождения, размещенные в зонах глубинных разломов. Распространенными рудоконтролирующими структурами этих месторождений явились сопряжения зон дробления главной линии глубинного разлома с расслоенными оперяющими зонами в метаморфических породах, нередко усложненных многочисленными мелкими разрывными нарушениями.

Детальное изучение месторождений этого типа позволило выделить среди них следующие виды:

1) сжатые крутопадающие синклинальные складки, осложненные поперечными изгибами пород и продольными послойными и поперечными разрывными нарушениями;

2) открытые крутопадающие синклинальные складки, осложненные продольными и поперечными разрывными нарушениями;

3) зоны крупных разломов в местах сопряжения с расслоенной толщей метаморфических пород, осложненных множеством мелких разрывов;

4) единичные трещины или серии сопряженных трещин скалывания в зонах разломов.

Структуры, контролирующие локализацию отдельных рудных тел. Из пликативных структур, определяющих размещение рудных залежей в пределах месторождения, наиболее распространены пологие складки и флексуры, осложняющие крылья основных синклинальных складок. Здесь важное значение имеют послойные разрывы на крыльях и участках замыкания синклинальных складок. Участки интенсивной складчатости в сочетании с тонкой трещиноватостью определили размещение рудных столбов среди метаморфических пород.

Из дизъюнктивных структур, контролирующих размещение отдельных рудных тел, можно указать на сопряжения разрывных нарушений с оперяющими трещинами, пересечения разрывных нарушений различных направлений, места искривления системы или единичных разрывных и послойных нарушений, блоки трещиноватых пород, сочетание разрывных и послойных трещин и кливажа, наконец, седловидные трещины. Среди этих структур развиты прожилковые руды, образующие штокверки, жилы или системы жил. Часто к ним приурочены вкрапленные руды, создающие рудные столбы, пластовые залежи или рудные гнезда. Рудные залежи, приуроченные к таким структурам, встречаются практически на всех известных месторождениях.

К структурам, обусловившим распределение продуктов рудной минерализации в рудных телах, относятся: микроскладчатость, мелкая трещиноватость, брекчии, катаклазиты, милониты, пористость и тонкий кливаж. В рудных залежах встречается два типа выделения рудной минерализации: прожилковая и вкрапленная. Прожилковая приурочена к более или менее значительным (до 3—5 мм) открытым полостям и трещинам, вкрапленная образовалась в результате пропитывания рудными растворами пород, т. е. при метасоматическом замещении минералов породы рудными минералами. Вкрапленные руды слагают подавляющее большинство всех урановых руд. Лабораторные исследования показали, что рудоносные альбититы на целый порядок более проницаемые, чем граниты и гнейсы. Поэтому пористые проницаемые альбититы, местами брекчированные, местами катаклазированные, а иногда и милонитизированные, были благоприятными для проникновения рудных растворов и рудообразования.

Все это дает основание полагать, что тонкая пористость пород, образовавшаяся вследствие брекчирования, катаклаза, милонитизации и полного замещения выщелоченных минералов первичных пород при альбитизации в сочетании с крупными тектоническими структурами создавали благоприятные условия для распределения рудной минерализации в контурах рудных тел и обусловили форму и размеры рудных залежей.

Следует отметить, что как региональные, так и локальные структуры, контролирующие размещение месторождений и рудных тел, имели длительную историю развития. Структуры зарождались задолго до рудоотложения и служили путями проникновения щелочных и углекислых растворов, приведших к образованию альбититов, эгиринитов, доломитов и других метасоматитов. Затем по последним возобновились тектонические перемещения и привели к формированию пористых метасоматитов, по которым шли рудообразующие растворы, вызывающие рудоотложение. Послерудные нарушения на многих месторождениях проявились в образовании рудных брекчий и кварцево-сульфидном парагенезисе, завершающем процесс метаморфогенных образований.

Для разных генетических видов метаморфогенных месторождений характерны различные структуры. Метаморфизованные месторождения характеризуются пластовыми залежами, нередко имеющими складчатое строение с внутрирудными послонными трещинами. Собственно метаморфические месторождения характеризуются складчато-разрывными структурами, а отдельные залежи индивидуальными изгибами пород с трещиноватостью и кливажом. Ультраметаморфические месторождения характеризуются наличием зон глубинных разломов, среди которых оруденение располагается на участках сопряжения разломов, оперяющих трещин и складчатых форм метаморфических пород.

#### Литологические условия залегания

Литологические закономерности образования и размещения метаморфогенных месторождений состоят, во-первых, в первоначальном (исходном) повышенном содержании урана в породах, который при метаморфизме мигрировал и концентрировался в благоприятных термо-химических и структурных условиях, во-вторых, во влиянии различных пород на рудоотложение из рудоносных растворов. Геологическими наблюдениями установлено, что месторождения и рудопроявления урана размещены преимущественно на площадях развития метаморфизованных нижнепротерозойских пород. Мы склонны это объяснять тем, что кластогенные породы нижнего протерозоя обладают относительно высоким начальным содержанием урана. Так, кластогенные породы, залегающие у основания нижнепротерозойских образований, в среднем содержат урана  $12 \cdot 10^{-4}$ , а пласты конгломератов, расположенные среди этих пород, — до  $110 \cdot 10^{-4}\%$ . В то же время в метаморфических породах всего нижнего протерозоя содержание урана равно  $(4-5) \cdot 10^{-4}\%$ . При метаморфизме и гранитизации из этих пород, имеющих мощность от 2—3 до 7—9 км, выносились огромные массы металла, достаточные для образования многих месторождений, а также для создания в гранитоидах повышенного фона урана.

Рассматривая реальные возможности образования гидротермальных — метаморфогенных месторождений, мы принимаем рабочую гипотезу о выносе урана из нижней части пород нижнего протерозоя, которые, как известно, несут в своем составе около 70—80% запасов урана всех капиталистических стран. В этом выражается глобальная закономерность условий образования и размещения месторождений урана в докембрии.

Литологические закономерности хотя и весьма общие, однако они указывают на то, что поиски месторождений метаморфогенного происхождения нужно вести прежде всего в полях распространения нижнепротерозойских кластогенных образований.

Геологические наблюдения и экспериментальные данные показывают, что на рудоотложение очень сильно влияют вмещаю-

щие породы. При экспериментальных работах (В. Б. Коваль, В. И. Николаенко и др.) получены важные данные о влиянии различных пород и минералов на осаждение урана из растворов. Отложения урана (в *мг/л*) получены при опытах с 0,5 н. раствором  $\text{NaHCO}_3$  при прохождении через различные породы.

Из табл. 18 видно, уран при  $t=200^\circ\text{C}$  в 0,5 н. растворе  $\text{NaHCO}_3$  находится в устойчивом состоянии и мигрирует без осаждения даже над породами и минералами, содержащими в своем составе элементы-восстановители.

Таблица 18. Влияние различных минералов на осаждение урана из растворов  $\text{NaHCO}_3$  с 0,5 н.

Температура опытов, $^\circ\text{C}$	Содержание урана в растворах, <i>мг/л</i>								
	Холостой	С роговой обманкой	С пиритом	С куммингтонитом	С магнетитом	С эгирином	С альбитом	С кварцем	С доломитом
200	1900	1441	1200	1200	1667	1170	1070	1644	1380
300	1600	350	115	500	200	310	300	230	850
400	130	38	2,4	7,0	130	80	120	10	135

При температуре  $300^\circ\text{C}$  наблюдается резкое снижение концентрации урана в растворе при прохождении над пиритом, магнетитом, роговой обманкой и другими минералами. Во всех опытах, за исключением доломита, установлено новообразование минералов урана. При этом в опытах с роговой обманкой, магнетитом и куммингтонитовым сланцем образуется уранинит, а в опытах с кварцем и альбитом развиваются радиальнолучистые, игольчатые и шарообразные кристаллы силикатов урана.

Более интенсивное выпадение урана обнаружено при температуре  $300^\circ\text{C}$  в тех опытах, в которых была приготовлена смесь  $\text{UO}_3$  с породами и минералами. В опыте с пиритом концентрация урана в растворе достигла 10 *мг/л*; с кварцем — 62; с магнетитом — 120; с роговой обманкой — 130; с эгирином — 140; с куммингтонитовым сланцем — 160 и с альбитом — 220 *мг/л* при концентрации урана в холостом опыте — 388 *мг/л*.

При температуре  $400^\circ\text{C}$  наибольшее количество урана восстанавливается и выпадает, когда раствор проходит над пиритом, куммингтонитовым сланцем и кварцем (табл. 17). Данные этих опытов отчетливо показали влияние минералов-осадителей на выпадение урана из растворов при всех температурных режимах, особенно при  $300\text{--}400^\circ\text{C}$ .

На цитах оруденению подвергались магнетитовые руды, куммингтонито-магнетитовые сланцы и альбититы, реже гнейсы, мигматиты или другие породы. Как видно, не так уж много пород способствовало локализации оруденения.

Пользуясь данными экспериментальных работ и геологических наблюдений, можно сказать, что железные руды и куммингтонито-магнетитовые сланцы были благоприятными для рудообразования благодаря химическому взаимодействию раствора с породой. В этом процессе происходило разрушение комплексных уранилкарбонатных ионов и двухвалентное железо влияло на восстановление урана до четырехвалентного. Это в свою очередь приводило к образованию нерастворимых окислов или силикатов урана в виде рудных минералов. В альбититах большое влияние на рудоотложение оказали рассеянные зерна хлорита, роговой обманки, магнетита, эгирина и гематита, которые благодаря химическому взаимодействию с растворами приводили к восстановлению ионов урана.

Наблюдения под микроскопом показали, что уранинит в виде мелких кристалликов (порядка 0,01 мм в поперечнике) в железных рудах и сланцах располагается вокруг кристаллов магнетита, а силикаты урана в альбитах чаще всего образовались рядом с вкрапленниками темноцветных минералов (роговой обманки, эгирина и др.). Кроме того, вкрапленное урановое оруденение совпадает с распространением в альбититах темноцветных минералов, хотя площади развития урановой минерализации обычно меньше, чем темноцветов.

Все это свидетельствует о значительном влиянии на рудоотложение состава вмещающих пород, который вместе со структурными условиями определил ход рудного процесса, размещение рудных залежей и месторождений.

#### **Условия метаморфизма**

Все метасоматические месторождения урана, расположенные в пределах докембрия, встречаются в породах амфиболитовой или низких субфаций гранулитовой фации метаморфизма в областях, где развиваются процессы гранитизации. Эта очень интересная, хотя и несколько общая закономерность, конечно, должна быть отнесена к числу важных условий уранового рудообразования в кристаллических щитах.

Изучение месторождений, а также данные о геохимии рудогенных элементов в породах при метаморфизме и ультраметаморфизме достаточно убедительно свидетельствуют об усиливающейся миграции элементов с повышением степени метаморфизма. Осадочные породы, содержащие уран как реальный источник рудообразования, по мере усиления метаморфизма очищаются от многих рудогенных элементов в том числе и от урана.

Многочисленные аналитические исследования А. А. Смылова, В. К. Титова и наши показали (рис. 26), что уран активно мигрирует при динамотермальном региональном метаморфизме и максимальная миграция наступает в амфиболитовой — гранулитовой фациях метаморфизма, когда породы практически очи-

щаются от урана. В качестве примера приведем вынос урана из кластогенной свиты нижнего протерозоя. Там, где метаморфизм пород едва достигает фации зеленых сланцев — в аркозовых песчаниках и конгломератах, наблюдаются значительные содержания урана, нередко достигающие промышленного. При среднем содержании урана в этих породах около  $(100-110) \cdot 10^{-4}\%$  выделялись участки с повышенным в несколько раз содержанием.

По мере усиления метаморфизма пород песчаники и конгломераты превращались в метапесчаники и метаконгломераты, а затем те и другие в сливные кварциты. При усилении метаморфизма отчетливо наблюдаются обеднение и полный вынос урана из пород. В вышележащей толще происходят вторичные концентрации урана в виде месторождений среди пород амфиболитовой фации. В тех местах, где проявляется гранитизация и наблюдаются послегранитизационные зоны гидротермального изменения, встречаются накопления урана, вынесенного из осадочных пород при гранитизации.

Таким образом, в наиболее высоких фациях метаморфизма происходила максимальная миграция урана, которая при благоприятных условиях приводила к формированию урановых месторождений.

### **ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ**

Исходя из метасоматического и прожилкового способа рудоотложения, а также температур образования рудных парагенезисов ( $150-250^\circ\text{C}$ ), можно принять, что рудообразование происходило под действием горячих вод, или, как принято говорить, гидротермальных растворов.

Пользуясь экспериментальными и частично геологическими данными, рассмотрим источники рудных растворов, пути и причины движения растворов, формы переноса рудогенных элементов и причины выпадения их из растворов.

#### **ИСТОЧНИКИ РУДНЫХ РАСТВОРОВ**

Приведем геологические данные, по которым можно судить об источниках рудных растворов.

1. Широкое развитие альбититов на кристаллических щитах, приуроченность их к протяженным разломным и складчатым структурам — тектоно-метасоматическим зонам, развитым среди различных по составу и условиям образования пород, а также независимость распространения залежей альбититов от гранитоидных пород не дает реальных оснований связывать источники рудных растворов с магматическими интрузиями.

2. Однотипные парагенезисы минералов метасоматитов, прослеживающихся на многие десятки километров вдоль протерозойских подвижных зон, наложение их на различные породы —

кристаллические сланцы, гнейсы, мигматиты, анатектиты и граниты — свидетельствуют о том, что образование метасоматитов связано с последовательным развитием процессов в кристаллическом основании щитов. Такими процессами могли быть региональный динамотермальный метаморфизм и ультраметаморфизм.

3. В условиях ультраметаморфизма, отвечающих амфиболитовой — гранулитовой фациям, породы подвергались перекристаллизации с выделением воды более 3% объема пород. Высвобождалось свыше 30 млн. т воды из 1 км<sup>3</sup> породы, подвергшейся ультраметаморфизму. Если учесть, что ультраметаморфизму подвергались породы на больших пространствах, измеряемых десятками и сотнями километров, то соответственно выделялось огромное количество воды, которая при благоприятных условиях могла переносить и концентрировать большие массы минеральных веществ. Подсчеты показали, что в пределах одного месторождения находится более 100 млн. т альбититов, для образования которых нужно было 5—6 млн. т натрия. Для транспортировки такого количества натрия, при его растворимости около 1 г/л воды, необходимо около 5 млрд. м<sup>3</sup> воды.

Источниками воды рудных растворов, как мы показали раньше (Белевцев, 1969), были осадочные и метаморфические породы, вадозные воды глубинной циркуляции и в какой-то мере ювенильные флюиды, поднимающиеся из верхней мантии Земли. Полигенное образование водных растворов определяет, по-видимому, и первичную полигенность минеральных веществ. Смешение вод различных источников приводило к образованию растворов сложного состава. При дальнейшем продвижении в породах эти растворы вторично обогащались элементами, экстрагированными из пород. Благоприятными для обогащения растворов рудными компонентами были породы с повышенными содержаниями металлов, обусловленными перераспределением рудогенных и петрогенных элементов при региональном метаморфизме. Общая тенденция этого процесса состояла в том, что по мере усиления метаморфизма из пород выносилось все большее и большее количество рудогенных элементов. Но это только общая закономерность, в то время как отдельные рудогенные элементы накапливались в определенных породах, создавая микрорудные метаморфические фации. Последние оказались весьма благоприятными для интенсивной экстракции из них рудогенных элементов более поздними растворами послеультраметаморфического образования.

Как видно из фактических материалов, подвижность рассеянных металлов в породах по мере усиления метаморфизма последних увеличивалась (табл. 19). Из таблицы видно, что содержание кобальта, никеля, ванадия, хрома снижается почти на целый порядок от гнейсов к мигматитам и гранитам и несколько повышается в сиенитах и альбититах. Практически неподвижными остаются свинец и цинк. Подвижность урана подчиняется иной

Таблица 19. Содержание металлов в породах различных фаций метаморфизма и в метасоматических образованиях (в %)

Элемент	Гнейсы биотитовые			Граниты и мигматиты			(Спеллиты) микроклингиты			Альбититы крупнопластинчатые		
	Геохим. фон	Макс. содерж.	Кларк	Геохим. фон	Макс. содерж.	Кларк	Геохим. фон	Макс. содерж.	Кларк	Геохим. фон	Макс. содерж.	Кларк
U	0,0009	0,005	0,00032	0,0017	0,0100	0,00035	0,0031	0,0550	0,0003	0,0035	0,0550	0,0003
Pb	0,0029	0,006	0,0021	0,0033	0,0060	0,0021	0,0035	0,0060	0,0012	0,0039	0,0060	0,0012
Ni	0,0037	0,0071	0,0095	0,0005	0,0006	0,0008	0,0003	0,0010	0,0004	0,0003	0,0030	0,0004
Co	0,0008	0,002	0,0021	0,0013	0,0006	0,00051	0,00021	0,0005	0,0001	0,00022	0,0003	0,0001
Cr	0,0114	0,040	0,0110	0,0013	0,0060	0,0025	0,0013	0,0020	0,0002	0,0009	0,0100	0,0002
Ti	0,1900	0,400	0,4500	0,061	0,3000	0,2300	0,0600	0,6000	0,3500	0,0450	0,2000	0,3500
V	0,0094	0,020	0,013	0,0018	0,0200	0,0041	0,0026	0,0060	0,0030	0,0025	0,0060	0,0030
Zn	0,0035	0,008	0,0081	0,0025	0,0040	0,0061	0,0026	0,0040	0,0013	0,0029	0,0050	0,0130

закономерности, чем указанные металлы. Содержание урана в гнейсах незначительное, хотя и превышает кларк в три раза. В гранитах оно превышает кларк в пять-шесть раз. Еще большее содержание урана в метасоматитах, сиенитах и альбититах — в 10—15 раз выше кларковых значений (без учета рудных скопленений).

Для получения фактических данных по мобилизации растворами рассеянных металлов из пород в лаборатории сектора (В. Ю. Фоменко, В. Н. Кучер) проведены экспериментальные работы в условиях, отвечающих фации метаморфизма зеленых сланцев. Выполнено 22 серии опытов в автоклавах объемом 0,25 и 0,5 л, при температуре 300°С и давлении 300 кг/см<sup>2</sup> в кислой, нейтральной и щелочной средах, при длительности опытов 200 ч. Опыты проведены с осадочными породами Донбасса — аргиллитами, алевролитами и песчаниками (Д—Г), не измененные метаморфизмом, и теми же породами, но подвергшимся действию метаморфизма погружения (ПА—А), отвечающего антрацитовым углям. Кроме того, были проведены опыты по экстракции петрогенных и рудогенных элементов из амфиболо-биотитовых гнейсов, мигматитов Украинского щита, кварца, сидерита и глинистого вещества неметаморфизованных пород Донбасса.

Наибольшая подвижность (суммарный вынос более 50% исходного содержания) наблюдается только в условиях кислой среды в породах низкой фации метаморфизма для кальция, маг-

ния, натрия, марганца, железа и значительная, хотя и меньше 50% — для кобальта, свинца, меди, цинка и некоторых других элементов. Малоподвижными элементами (вынос 10—15% исходного содержания) в условиях кислой среды являются кальций и натрий в породах высокой фации метаморфизма. Для железа и калия характерна малая подвижность во всех средах независимо от фации метаморфизма. Никель и свинец малоподвижны в кислой среде, а в щелочной и нейтральной — неподвижны. В кислой среде пород высокой фации метаморфизма неподвижными оказались алюминий, титан, хром, марганец.

Анализ полученных результатов дает возможность сделать следующие выводы: а) суммарный вынос компонентов уменьшается с повышением фации метаморфизма пород, причем в кислой среде вынос значительно выше, чем в нейтральной или щелочной; б) двухвалентное железо частично переходит в раствор, частично окисляется до трехвалентного и остается в твердой фазе; в) натрий подвижен в кислой среде, тогда как в щелочной и нейтральной он накапливается в твердой фазе, образуя водные карбонаты натрия; г) потеря гидроксильной воды (ОН)<sup>-</sup> из аутигенных минералов глинистой фракции свидетельствует об участии этих вод в образовании метаморфогенных растворов.

Интересные данные о выносе урана щелочными растворами с образованием комплексных соединений получены В. Б. Ковалем (табл. 20).

Т а б л и ц а 20. Концентрация урана в растворах в зависимости от температуры (давление 300 кг/см<sup>2</sup>)

Раствор	Концентрация урана, мг/л		
	200 °С	300 °С	400 °С
0,5 н. NaHCO <sub>3</sub>	1059	380	130
0,5 н. Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>	680	110	22,5
0,5 н. K <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>	2130	965	11,5
Дистиллированная вода (Наумов, 1966)	13,0	9,0	5,0

Примечание. По данным лаборатории ИГФМ АН УССР концентрация урана при растворении уранинита при температуре 100° С равна 2,5 мг/л, а при 350° С — 0,2.

Как видно из таблицы, щелочные, натрийкарбонатные и, особенно, калийкарбонатные растворы во много раз повышают растворимость урана при одних и тех же термодинамических условиях. Термальные воды, содержащие натрий, калий и углекислоту, активно влияют на экстракцию из пород урана с образованием комплексных натрий-урановых или калий-урановых карбонатных ионов, хорошо удерживающихся в растворе.

В неконцентрированных полунормальных растворах активными восстановителями урана являются магнетит и роговая обманка.

При мобилизации урана в раствор из пород и минералов осаждение его на минералах, содержащих в своем составе элементы-восстановители, происходит при  $300^{\circ}\text{C}$ .

Проведенные опыты показали, что замена в карбонатном растворе натрия на калий резко увеличивает устойчивость урана в растворе. В полунормальном растворе бикарбоната калия концентрации урана порядка тысячи миллиграмм на литр сохраняются до температуры  $400^{\circ}\text{C}$ . При этом возникают благоприятные условия для миграции урана в растворах с малой плотностью. Так, в полунормальном растворе бикарбоната натрия при  $300^{\circ}\text{C}$  комплексообразование заметно лишь при давлении порядка  $300\text{ кг/см}^2$ , в растворах бикарбоната калия — уже при  $100\text{ кг/см}^2$ .

Изучение состава газовой-жидких включений показало наличие в них значительных количеств углекислоты. При нормальных условиях для урановых месторождений наиболее характерны включения, содержащие в виде самостоятельной фазы жидкую углекислоту. Добавления углекислоты к водному раствору вызвали резкое повышение растворимости в нем кальция, магния и железа при температурах  $200^{\circ}\text{C}$ . Содержание этих элементов в растворе вследствие процессов карбонатизации увеличивается почти на два порядка — с единиц до  $100\text{ мг/л}$ .

С повышением температуры раствора до  $300$  и  $400^{\circ}\text{C}$  содержания кальция и магния в растворе резко понижаются, но начинает увеличиваться растворимость таких элементов, как натрий и калий. Создаются условия для формирования натриево- и калиево-карбонатных растворов, транспортирующих уран.

Существенное влияние оказывает углекислота и на миграционную способность в натриево-карбонатных растворах кремния и алюминия. Удаление ее из натриево-карбонатных ураноносных растворов при вскипании приводит к увеличению их щелочности, интенсивному переходу в них из вмещающих пород кремния и алюминия. Возникают благоприятные условия для образования альбита и силикатов урана.

На основании геологических и экспериментальных данных можно наметить некоторые общие закономерности выноса и форм нахождения урана в породах при метаморфизме:

1) по мере усиления метаморфизма наблюдается закономерное уменьшение урана в породах и возрастает роль аксессуарных минералов-носителей урана;

2) уран накапливается в низкотемпературных конечных продуктах метаморфизма и ультраметаморфизма или диафореза (щелочной, кальциево-углекислый и другие гидротермальные процессы);

3) вынос урана из пород при метаморфизме объясняется растворением и перекристаллизацией минералов — носителей урана,

а также высокой способностью урана к миграции в водных щелочно-карбонатных растворах.

Опыты по изучению отношений  $O^{16} : O^{18}$  показали, что гидроксильная вода, высвобождающаяся из сланцев при метаморфизме, характеризуется очень высокими значениями  $O^{16} : O^{18}$ , равными  $22 \div 26\%$ , благодаря чему у магнетита из магнетитовых руд отношение изотопов кислорода гораздо выше, чем у магнетита неоруденелых магнетитовых джеспилитов ( $19 \div 39\%$  вместо  $10 \div 16\%$ ). У метасоматически измененных (эгиринизированных и альбитизированных) железистых роговиков отношения изотопов кислорода повышаются от  $4 \div 10\%$  до  $16 \div 20\%$ . При этом гидротермальные воды магматических очагов и вулканических аппаратов имеют отношения изотопов кислорода в пределах  $5 \div 7\%$ , и они, естественно, не могли влиять на повышение этих отношений при метасоматических изменениях, что мы здесь и доказали. Приведенные данные подтверждают участие метаморфических гидроксильных вод в метасоматическом рудообразовании.

Все это дает основание считать происхождение рудных растворов метаморфогенным лишь при наличии большого количества натрия, т. е. допустить некоторое участие ювенильных — подкоровых, по определению Д. С. Коржинского — трансмагматических, источников растворов.

Исходя из геологических данных по криворожской серни, можно полагать, что вынос урана для образования месторождений происходил при метаморфизме и гранитизации нижнепротерозойских терригенных толщ с относительно высоким содержанием этого элемента. Следовательно, мы примем в качестве рабочей гипотезы представление, что главным источником металла и, в частности урана, были осадочные вулканогенные и метаморфические породы, из которых экстрагировались металлы при дегидратации пород и во время фильтрации растворов через последние.

Нет никаких материалов, которые свидетельствовали бы о привносе урана из подкоровых глубин или связи их с внедрением магматических масс. Во-первых, потому, что магматические породы кристаллических щитов образовались вследствие гранитизации осадочных и вулканогенных пород, во-вторых, потому, что магматические породы несут на себе геохимические особенности первичных пород, из которых они образовались. Повышенное содержание урана в гранитоидных породах свидетельствует о повышенном содержании его в исходных породах. Поэтому интрузии гранитоидов реоморфических или образовавшихся на месте могут быть источником некоторого количества металла.

В докембрийских щитах — Канадском (Блайндривер), Южно-Африканском (Витватерсранд), Бразильском (Джакобина), Австралийском (Рейдиум Хилл), Индийском (Сингхбхум) и др.

встречены ураноносные конгломераты и другие кластогенные породы, несущие огромные массы урана, составляющие до 70—80% запасов  $U_3O_8$  капиталистических стран мира. Изотопный возраст их 2500—2700 млн. лет. В этих же районах встречаются явно регенерированные гидротермальные месторождения с изотопным возрастом 1700—2000 млн. лет.

### Пути и причины движения растворов

Причины движения эндогенных рудных растворов в породах давно занимали внимание геологов-рудников, однако до настоящего времени нет однозначного представления о них.

Теоретики гидротермального процесса рудообразования — В. Линдгрэн (1934), Л. Грейтон (1946), В. Эммонс (1937) и многие другие причиной движения гидротермальных растворов считали непрерывное выделение газов из магматического очага или обрушение свода и давление столба выжимающих пород. Эти представления исходили из магматогенного образования гидротермальных растворов и не могут быть приняты нами для метаморфогенных месторождений.

Формирование и перемещение растворов, возникающих при метаморфизме, происходит в условиях пластических деформаций горных пород, сущностью которых является анизотропия физических свойств и распределение давлений. Разность давлений приводит к перемещению газо-водных растворов в порах и пустотах горных пород (Бетехтин, 1953).

С позиций тектонофизики все горные породы в земной коре находятся под действием всестороннего (геостатического) давления в состоянии временного равновесия. Тектоническое напряжение, приводящее в движение горные породы, вызывается наложением на всесторонне сжатое геологическое тело одного из простых направленных напряжений — одноосного сжатия, растяжения или пары сил (сдвиг). При этом растворы, насыщающие породы, приходят в движение и образуют потоки, перемещающиеся из области высоких давлений (сжатие) в сторону пониженных давлений (растяжение). Растворы нагнетаются и отсасываются в места вакуумов, которые возникают при раскрытии тектонических полостей в породах.

Если о путях движения рудных растворов судить по метасоматическим изменениям пород, то можно сделать вывод, что растворы проникали по широкой зоне глубинного разлома и примыкающей к ней складчато-трещинной области метаморфических в различной степени гранитизированных пород. В них развиты складчато-трещинные и складчато-разрывные формы и зоны тонко дробленных пород в виде милонитов и катаклазитов.

Для определения проницаемости рудных растворов в различных породах в лаборатории сектора В. И. Николаенко провел

экспериментальные работы по установлению эффективной пористости и проницаемости (табл. 21).

Таблица 21. Проницаемость и пористость кристаллических пород и метасоматитов, а также скорость фильтрации в них

Порода	Средние коэффициенты проницаемости, <i>мдарси</i>	Пористость		Средняя скорость фильтрации, <i>мл/сек · см<sup>2</sup></i>
		общая, %	эффективная при $T=20^{\circ}\text{C}$ и $P=350\text{ атм.}$ , %	
Граниты	$8 \cdot 10^{-3}$	1,0	0,26	$1,6 \cdot 10^{-4}$ $7,5 \cdot 10^{-4}$
Мигматиты	$2,8 \cdot 10^{-3}$	0,8	0,26	
Гнейсы	$7,4 \cdot 10^{-4}$	0,77	0,16	$1,3 \cdot 10^{-5}$ $6,2 \cdot 10^{-4}$
Альбититы крупнозернистые	$4,75 \cdot 10^{-2}$	1,62	0,34	$4 \cdot 10^{-4}$ $3,3 \cdot 10^{-3}$
Альбититы мелкозернистые	$2,1 \cdot 10^{-2}$	1,3	0,24	$22 \cdot 10^{-3}$ $2,9 \cdot 10^{-3}$

Установлено, что проницаемость пород изменяется в широком диапазоне. На ее величину влияет минеральный состав пород, структура поровой системы, степень катаклаза, направление фильтрации относительно слоистости или ориентировки минералов и других факторов. Как видно из табл. 21, проницаемость гранитов выше на порядок, чем гнейсов, а альбититов на порядок выше, чем гранитов. Естественно полагать, что растворы будут прокладывать себе путь в зонах альбититов, где создавались наиболее благоприятные условия для их перемещения.

Проницаемость пород уменьшается с увеличением температуры до  $100^{\circ}\text{C}$ , при дальнейшем подъеме температуры она возрастает.

Проницаемость горных пород уменьшается с увеличением геостатического сжатия пород, в то время как рост давления на раствор вызывает увеличение проницаемости (по В. И. Николаенко, рис. 19).

Замечено, что наименее подвижны слабощелочные ( $\text{pH}=8$ ), а более подвижны кислые растворы. Поэтому тектоно-физические нагрузки, вызванные вышележащими породами, будут определять проницаемость пород и скорость фильтрации растворов.

На рис. 22 выделяется два поля: *I* — при коэффициенте проницаемости больше  $4 \cdot 10^{-4}$  *мдарси* — поле свободного движения растворов. Фильтрация будет осуществляться по закону открытых полостей (при этом процессы рудообразования, вероятно, будут весьма ограничены); *II* — при коэффициенте меньше  $4 \times 10^{-4}$  *мдарси* — поле с низкой проницаемостью, где свободное движение растворов затруднено и должны развиваться процессы химического взаимодействия раствора с породой, чем создаются

благоприятные условия для рудообразования. Кроме того, была определена удельная поверхность пород, которая является показателем степени дисперсности, влияющей на сорбцию, проницаемость и другие свойства. Для гнейсов она равна  $4200 \text{ см}^2/\text{см}^3$ , для гранитов — 2400, для крупнозернистых альбититов — 1900, для мелкозернистых альбититов —  $2200 \text{ см}^2/\text{см}^3$ .

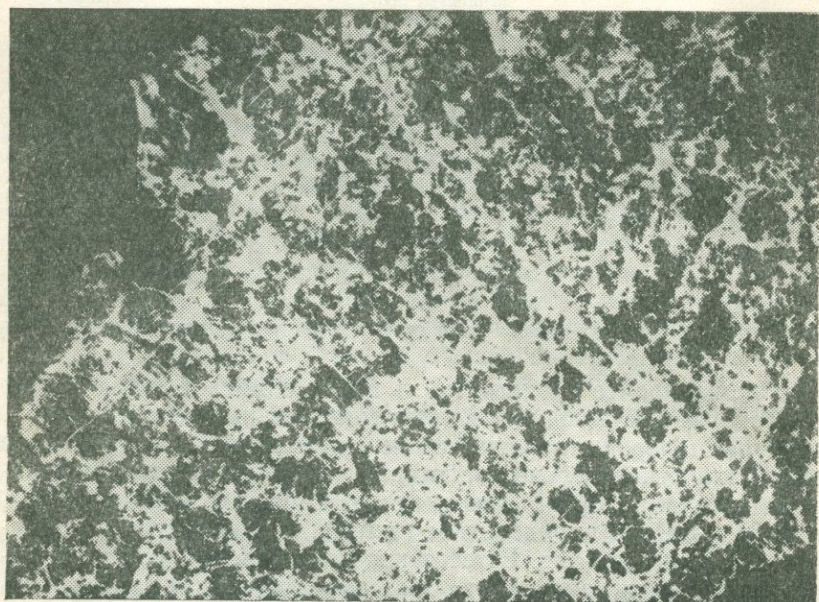


Рис. 33. Катаклазированный альбитит.

Из этих данных можно сделать вывод, что чем меньше удельная поверхность пород, тем больше проницаемость растворов.

Чем же объяснить высокую проницаемость пород и особенно альбититов? Проведенные Н. П. Гречишниковым, О. А. Крамаром и В. А. Зинченко (1968) детальные изучения пород из скважин и горных выработок с помощью метода крупных прозрачных и полупрозрачных пластин образцов с контактной фотографией их и исследование при больших увеличениях позволило установить широкое развитие и характер проявления в породах катаклаза, милонитизации, трещиноватости (мелкой и крупной).

Милониты развиты в зонах крупных разломов и их апофизах. Они представляют собой обычно плотные, перекристаллизованные породы, непроницаемые или очень слабо проницаемые, если на них не наложился последующие изменения. Катаклаз, проявившийся в виде тонкого растрескивания, расчленяющего породу на многоформные блоки, захватывает несколько зерен или от-

дельные минералы, слагающие породу (рис. 33). Катаклаз размещается по сторонам от зон милонитизации и постепенно затухает с удалением от последних.

Трещиноватость хорошо выражена в породах как в виде системы мелких трещин, развивающихся в пределах нескольких сантиметров или десятков сантиметров, так и в виде крупных сколовых и отрывных трещин, прослеживающихся на несколько метров.

Установлены дорудные зоны разломов, по которым возникали альбититы, последние катаклазировались, образуя предрудные структуры, по которым шли рудные растворы, что приводило к отложению вкрапленных руд. По синрудным трещинам образовались прожилковые руды.

Таким образом, путями движения рудообразующих растворов были катаклазированные зоны в гранитах с проницаемостью гораздо более высокой, чем другие, хотя и трещиноватые породы. Макропородности по трещинам не могли создать столь высокой проницаемости, и тем более равномерного пропитывания пород растворами, как в катаклазированной среде гранитов. Высокая проницаемость гранитов явилась одним из условий развития щелочного метасоматоза именно по гранитам и лишь частично по гнейсам и сланцам. Еще более высокая проницаемость альбититов способствовала развитию собственно рудного процесса в них. Рудные минералы выпадали в виде рассеянных вкрапленников среди проницаемых альбититов, а затем по синрудным трещинам.

Рудная минерализация наиболее интенсивно развивается непосредственно в милонитовых швах, часто цементируя обломки, и в цементе, образуя крупные скопления и прожилки рудного материала, в то время как альбититы, не затронутые милонитизацией, оруденелые слабо или совсем безрудные. Наблюдается также прожилковое оруденение, которое отражает самый поздний этап оруденения. Это пример выполнения открытых трещин окислами урана. Трещины секут вкрапленные руды, а окислы свидетельствуют о завершающих этапах процесса, когда в растворе господствовал свободный кислород.

#### **Формы переноса элементов при рудообразовании**

Определение форм переноса металлов и сопутствующих им элементов в рудных растворах имеет большое значение для понимания химических реакций минералообразования и физико-химических условий формирования месторождений.

Согласно теоретическим работам, посвященным формам переноса химических элементов в геохимических процессах (Щербина, 1962), элементы высоких валентностей, в том числе уран, легко образуют соединения. Сложные гетерополисоединения создают большие возможности для переноса химических элементов в таких условиях, в каких простые соединения или ионные

формы не переносятся. Экспериментальными работами опровергнуто господствовавшее ранее мнение о широкой миграции четырехвалентного урана в термальных растворах в ионной форме. В остаточных растворах, извлеченных из пузырьков урановых минералов, а также во многих термальных источниках установлены значительные количества углекислоты, натрия и калия, составляющих гидрохимический фон рудных растворов. Методом гомогенизации и декрепитации определена температура образования окислов урана; она находится в пределах от 60 до 330° С.

Изучение парагенезисов минералов прерудной и рудной стадий указывает на последовательное образование минералов калиевых и натриевых силикатов, затем карбонатов магния, кобальта, железа и, наконец, окисных минералов. Исследования химических соединений урана (Мак-Клей, Баллвинкель, Хьюгинс, 1956; Наумов, 1959; Наумов, Миронова, 1960; Белевцев, Коваль, 1968) свидетельствуют о переносе урана гидротермальными растворами в виде комплексных уранилкарбонатных ионов:  $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)]^{4-}$  и  $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2(\text{U}_2\text{O})_2]^{2-}$ .

Важным свойством комплексных уранилкарбонатных ионов является изменение окислительно-восстановительного потенциала ( $E$ ) равновесия  $\text{U}^{\text{IV}}-\text{U}^{\text{VI}}$  в зависимости от комбинации ионов  $\text{CO}_3^{2-}$ . Если стандартный потенциал системы  $\text{UO}_2^{2+}+2e = \text{UO}_2-E=0,22$  в, то для карбонатных комплексов величина потенциала будет значительно ниже (Мак-Клей, Беллвинкель, Хьюгинс, Гаррелс и др.). Для трикарбоната уранила  $E=0,33$  в, и для диаквадикарбонатуранила  $E=-0,21$  в.

Отсюда видно, что восстановить шестивалентный уран, находящийся в карбонатных комплексах, до четырехвалентного значительно труднее, чем простые ионы урана. Поэтому уранилкарбонатные ионы более устойчивы в растворе и в такой форме уран может переноситься к месту рудообразования.

Экспериментальные работы, выполненные в лаборатории сектора металлогении (Коваль, глава IV) показали, что растворимость и перенос  $\text{U}^{6-}$  в ионной форме в разных средах при  $t^{\circ} = 200-500^{\circ}\text{C}$  и  $P$  до  $500$  кг/см<sup>2</sup> ничтожны — растворимость достигала всего лишь 1—10 мг/л. Количество урана, которое переносится в карбонатной среде, в присутствии калия и натрия резко увеличивается до 100 и 1000 мг/л в интервале температур 200—400° С. При этом установлено, что уран более активно переносится с карбонатом калия, чем натрия. Объясняется это, по-видимому, большей устойчивостью уранилкалийкарбонатного иона в термальном растворе.

До температуры 300° С при наличии в растворе  $\text{CO}_2$  легко переносятся магний, железо, кальций, затем их содержание снижается и при  $t = 300-400^{\circ}\text{C}$  увеличивается растворимость натрия и калия, что создает условия для формирования натрийкарбонатных растворов, несущих уран в виде комплексных соединений.

Уранилкарбонатные ионы устойчиво удерживаются в слабо щелочной среде ( $\text{pH}=7-9$ ) при температурах  $200-300^\circ\text{C}$ . Высокое значение  $\text{pH}$  препятствует переносу больших количеств урана.

Существенное влияние на устойчивость комплексных ионов урана в растворе оказывает давление. Понижение давления до  $100\text{ кг/см}^2$  при  $t=300^\circ\text{C}$  вызывает образование газовой фазы и понижение концентрации урана в растворе до десятка миллиграммов на литр. При давлении  $200-500\text{ кг/см}^2$  концентрация урана возрастает до сотен миллиграмм на литр.

Кристаллизация силикатов калия и натрия (микроклинитов и альбититов) и расходование  $\text{CO}_2$  на образование карбонатов (доломита, сидерита, кальцита) приводят к разрушению комплексных ионов и выпадению урана в виде окислов, силикатов и титанатов.

Если обратиться к геологическим наблюдениям, то нетрудно увидеть многочисленные подтверждения существования уранил-натрийкарбонатных ионов как главных форм переноса урана в термальных рудообразующих растворах: а) размещение подавляющего большинства рудных залежей среди альбититов, карбонатов или эгиринитов; б) наличие карбонатных минералов в рудной зоне, расположенной среди альбититов, эгиринитов или других продуктов щелочного метасоматоза; в) тесная связь вкраплений рудных силикатов и карбонатитов с темноцветными минералами породы (хлорит, эгирин, биотит, амфибол) или открытыми полостями в виде прожилков окисных минералов, образовавшихся на завершающей стадии рудного процесса.

#### **Причины выделения рудного вещества**

Изучение причин выделения рудного вещества имеет большое теоретическое и практическое значение, потому что раскрытие условий выпадения определит место образования и размещения месторождений.

В широком смысле под рудным веществом понимаются все новообразования, генетически связанные с рудным процессом и составляющие рудную массу (руды). В нашем случае — это вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды, состоящие из рудных минералов силикатов и титанатов урана (ненадкевит, браннерит и др.), окислов урана (уранинит, настуран) и нерудных минералов (хлорит, роговая обманка, карбонаты, альбит, микроклин и рибекит).

Тесно связанные химические и термодинамические причины выделения урана из растворов для удобства понимания рассмотрим раздельно.

Химические причины рудоотложения состояли в разрушении комплексных уранилкарбонатных ионов вследствие того, что из раствора уходили натрий, калий, затем углекислота, и восстанавливался уран до четырехвалентной формы. Как

видно из экспериментальных данных (табл. 20), наличие в растворе щелочей (натрия, калия) приводит к образованию комплексных ионов, повышающих растворимость урана, и способствует удержанию его в растворе. Уранил-натрий-калийкарбонатные растворы довольно устойчивы к изменению температуры, рН и давления в определенных пределах. Однако благоприятные сочетания в растворе концентраций алюминия, кремния и оптимального термодинамического режима (температура 250—360° С, давление около 350—400 кг/см<sup>2</sup>) приводит к кристаллизации микроклина и альбитита. При этом из раствора уходят щелочи и снижается устойчивость уранилкарбонатного иона. Дальнейшее сохранение в растворе урана полностью зависит от вхождения СО<sub>2</sub> в комплексный ион. Дегазация раствора, вызванная уходом СО<sub>2</sub>, приводит к разрушению уранилкарбонатного иона и, в общем случае, — к рудоотложению.

Наиболее вероятен уход СО<sub>2</sub> за счет снижения давления в приповерхностных условиях или вследствие появления на пути движения раствора крупных открытых полостей либо зон интенсивной трещиноватости. Кроме того, углекислота может идти на образование карбонатных минералов при взаимодействии раствора с боковыми породами или благодаря химической активности растворенных кальция и магния.

Экспериментальные данные, приведенные в главе IV, показали, что комплексные уранилкарбонатные соединения разрушаются при взаимодействии раствора с роговой обманкой, пиритом, куммингтонитовым сланцем и альбититом (см. рис. 8). На приведенных графиках видно, что снижение концентрации урана в растворе в интервале температур 200—400° С идет с различной скоростью. Это свидетельствует о неодинаковом влиянии различных пород и минералов на разрушение уранилкарбонатных ионов и образование рудных минералов. Наибольшее влияние на разрушение ионов и интенсивность рудоотложения оказывают пирит и куммингтонит. Высвобождающийся при разрушении уранилкарбонатных соединений уран, окисляя железо куммингтонита, осаждается в виде UO<sub>2</sub>. Рентгеноструктурный анализ дает четкие линии уранинита. В парагенезисе с кварцем освобождающийся уран в отсутствие элементов-восстановителей, соединяясь с кремнеземом, образует силикаты урана. Исходя из общей теории образования уранилкарбонатных комплексов, это соединение становится неустойчивым и разрушается вследствие замещения в комплексе анионных групп СО<sub>3</sub> на гидроксильную группу ОН. Это подтверждается повышением щелочности растворов, наблюдающимся в конце опытов.

Наличие восстановителей — одна из очень важных химических причин осаждения урана. Восстановление урана до четырехвалентной формы способствует активному минералообразованию окислов, а в случае недостатка кислорода — силикатов, фосфатов или других соединений урана.

Минеральный состав руд указывает на неоднородный режим кислорода при рудоотложении, вследствие чего наблюдаются зоны развития окислов урана (уранинит, настуран) и зоны, представленные силикатами и титанатами урана (ненадкевит, коффинит, браннерит). Однако независимо от форм выпадения главной химической причиной рудоотложения является разложение комплексных уранил-натрий-калийкарбонатных ионов под влиянием ухода из раствора щелочей и углекислоты.

К тектоно-физическим причинам рудоотложения следует отнести температуру и давление, которые оказывают влияние на разложение уранилкарбонатных комплексных соединений и вызывают рудоотложение. Движущийся в породах рудный раствор находится в неравновесном состоянии как в химическом, так и в термодинамическом отношении. При заполнении трещинных или пористых пространств происходит снижение температуры раствора вследствие прогревания пород (отдачи тепла) и уменьшение или повышение давления, в зависимости от объема и характера полостей, по которым проталкивается раствор. Эти изменения термодинамических условий сказываются на составе растворов и, в первую очередь, на устойчивости растворенных веществ.

*Температура* — один из главных независимых переменных параметров состояния системы, оказывающий решающее влияние на рудоотложение. В процессе движения рудные растворы испытывают общую тенденцию к уменьшению температуры. Снижение температуры вызывает уменьшение растворимости рудных компонентов и создает условия для минералообразования. В нашем случае, когда рудный компонент находится в растворе в виде сложного карбонатного соединения, снижение температуры до  $200^{\circ}\text{C}$  и более при относительно невысоких давлениях, вызывает разложение комплексных ионов, вследствие удаления углекислоты. Это приведет к взаимодействию растворенных веществ и образованию нерастворимых окислов урана. Такое явление могло происходить при попадании значительно остывшего раствора в зону более или менее крупных трещин, вызывающих увеличение объема и снижение давления. Вероятно, этому случаю отвечает образование прожилковых руд. При повышении температуры раствора до  $400^{\circ}\text{C}$  и выше уранилкарбонатные ионы теряют свою устойчивость в растворах калий- и натрийкарбонатных солей с наиболее высокими значениями рН (10,4—10,55). Объясняется это тем, что повышение температуры (выше  $400^{\circ}\text{C}$ ) вызывает расслоение раствора на жидкую и газовую фазы с переходом  $\text{CO}_2$  в газовую фазу, сопровождающееся повышением щелочности жидкой фазы и разрушением уранилкарбонатных комплексов. В тех случаях, когда нет достаточного давления кислорода, возникает активное взаимодействие урана с минералами-восстановителями, нередко заканчивающееся метасоматическим процессом образования силикатных — вкрапленных руд.

В связи с этим силикаты урана приурочены к обособлениям хлорита, биотита и роговой обманки, расположенным в виде вкрапленников среди альбититов. Выделение окислов урана и карбонатов кальция наблюдается по мелким трещинкам и полостям.

Давление является независимым переменным параметром системы и оказывает решающее влияние на рудоотложение. Экспериментально доказано, что понижение давления до  $100 \text{ кг/см}^2$  приводит даже при температуре  $300^\circ \text{C}$ , к разрушению уранилкарбонатных комплексов и рудообразованию. Наиболее благоприятными для переноса урана в карбонатных растворах являются давления от 200 до  $400 \text{ кг/см}^2$  при температуре  $300^\circ \text{C}$ . В этом интервале температур и давлений рудообразования не происходит. При давлении свыше  $500 \text{ кг/см}^2$  наблюдается снижение растворимости и создаются условия для разложения уранилкарбонатных комплексов, сопровождающегося рудоотложением.

Таким образом, по термодинамическим условиям намечаются два поля рудоотложения в гидротермальных растворах: одно из них лежит в области высоких давлений (свыше  $400 \text{ кг/см}^2$ ) и надкритических температур, второе — в области низких температур и давлений (рис. 8). В связи с этим в природных условиях мы наблюдаем два парагенезиса минералов, отвечающих этапу высоких и этапу относительно низких температур и давлений. Для нашего случая, когда рудообразующие растворы поднимались в виде фронта вдоль тектоно-метасоматических зон, где они проникали по расслоенным катаклазированным породам, можно допустить, что одной из главных причин рудообразования является смена давления на рудные растворы. Это происходит вследствие перехода рудообразующего флюида из зоны литостатического давления в зону гидростатического давления (Иванов, 1970).

Сосредоточенная резкая разгрузка при этом переходе для рассматриваемых нами месторождений происходила на глубинах от 3—4 до 6—7,5 тыс. м от поверхности Земли, существовавшей в момент рудообразования.

### Этапы рудного процесса

подавляющая часть всех месторождений непосредственно связана с процессами щелочного (калий, натрий) и кальцийуглекислого метасоматоза. Рудообразование выразилось в подвижности элементов исходной породы и привносе новых элементов гидротермальными растворами.

По геологическим и экспериментальным данным, полученным при изучении урановых месторождений железо-урановой формации, в ураноносных альбититах установлены четыре этапа метасоматических процессов и связанной с ними рудной минерализации.

*Первый* — этап раннего щелочного метасоматоза, — характеризующийся подвижностью калия, выразился в образовании микроклинитов и метасоматических сиенитов, которые представляют собой малокварцевые или бескварцевые микроклиновые или альбит-микроклиновые породы, содержащие новообразования эпидота, хлорита, эгирина и магнетита. Температура этого процесса, определенная экспериментально в термобарометрической лаборатории (Г. И. Гнatenко), равна 420—480°, максимумально поднималась до 580—600° С.

*Второй* — главный этап щелочного метасоматоза (температура 250—360° С) выразился в образовании метасоматических альбититов за счет замещения альбитом различных полевых шпатов и кварца в гнейсах, пегматитах, гранитах, микроклинитах и сланцах. К этому этапу относится образование эгирина, родусита, рибекита среди железистых и сланцевых пород щита. В конце него наблюдается образование метасоматических магниезально-кальциевых карбонатов, уранинита и частично ненадквита.

*Третий* — этап натриево-рудно-карбонатный метасоматоз — характеризовался привнесением кальция, магния и выразился в образовании небольших количеств низкотемпературных генераций альбита, главной массы силикатов и титанатов урана и карбонатов кальция и магния среди катаклазированных альбититов или слабо альбитизированных железных руд, сланцев и железистых роговиков. Температуры образования рудной стадии меняются от 300 до 130° С. Карбонатный метасоматоз проходит при температуре около 250° С, главная масса рудных минералов выпадала при температурах 250—150° С.

*Четвертый* — этап кварцевого метасоматоза — выразился в образовании окварцевания пород, вторичных кварцитов и жильного кварца с сульфидами свинца, цинка, меди. Температура этого этапа около 140° С.

Очень важна для понимания природного процесса рудообразования глубина рудообразования, о которой можно судить по количеству углекислоты, находящейся в гетерогенных растворах в полостях минералов. По полученным данным, минимальные давления равны 1,0—1,5 тыс. атм, а максимальные 2,0—2,5 тыс. атм. Если принять равными давления растворов и геостатические (давления нагрузки), тогда образование урановых месторождений происходило на глубине от 3,0—4,5 до 6—7,5 тыс. м от поверхности Земли.

Приведенные данные о геологических и физико-химических условиях образования урановых месторождений в докембрийских щитах позволяют наметить генетическую классификацию этих месторождений (табл. 21). Главной особенностью классификации является то, что подавляющее большинство всех месторождений урана в докембрии относится к метаморфическим, которые подразделяются на ультраметаморфические, метаморфические и метаморфизованные.

Т а б л и ц а 22. Генетическая классификация эндогенных месторождений урана в докембрийских щитах

Генетические типы	Подтипы	Рудные формации	Минеральный состав	Процессы, сопровождающие оруденение	
Ультраметаморфические	Пегматитовый	Титано-тантало-ниобиево-урановая в пегматитах	Ампангабеит, бреггерит, бетафит, уранинит, самарскит, ураноторит, малакон, ильменит, кварц, плагиоклаз	Альбитизация, окварцевание	
	Пегматоидный	Торий-урановая в пегматоидных гранитах	Уранинит, торогуммит, циртолит, монацит, молибденит, пирит, кварц, микроклин, гиперстен, биотит	Микроклинизация, окварцевание, пироксенизация, биотитизация	
	Гидротермально-метасоматический	Урановая в альбититах	Уранотитанаты, настуран, уранинит, коффинит, ненадкевит, альбит, эгирин, рибекит, родусит, кальцит, доломит	Уранотитанаты, настуран, уранинит, коффинит, ненадкевит, альбит, эгирин, рибекит, родусит, кальцит, доломит	Альбитизация, рибекитизация, эгиринизация, карбонатизация, хлоритизация
Железо-урано-циркониевая в железисто-сланцевых породах, измененных щелочным метасоматозом		Железо-урановая в альбитизированных метаморфических породах	Малакон, апатит, браннерит, уранинит, магнетит, альбит, рибекит, родусит, крокидолит, эгирин	Альбитизация, рибекитизация, эгиринизация, родуситизация, карбонатизация	
Медно-урановая в окварцованных железисто-сланцевых породах		Настуран, уранинит, ненадкевит, коффинит, браннерит, магнетит, гематит, альбит, редусит, эгирин, крокидолит, доломит, анкерит, сидерит	Уранинит, коффинит, настуран, пирит, халькопирит, гематит, магнетит, карбонаты, кварц, биотит, амфиболы	Эгиринизация, родуситизация, альбитизация, карбонатизация	
Метаморфические	Гидротермальный	Метасоматический	Железо-урановая в доломитизированных магнетито-гематитовых рудах	Уранинит, настуран, магнетит, гематит, доломит, анкерит, сидерит, альбит	Карбонатизация, эгиринизация, редуситизация
		Жильный	Медно-урановая в сульфидно-кварцево-карбонатных жилах	Настуран, урановые магнетиты, мартит, марказит, кварц, доломит, гетит	Карбонатизация, окварцевание
Метаморфизованные	Рудоносные конгломераты	Урановая в жилах и прожилках с карбонатом и альбитом	Коффинит, настуран, пирит, марказит, тюрингит, доломит, кварц	Карбонатизация, пиритизация, хлоритизация, развитие гидрослюд	
		Золото-медно-урановая в конгломератах	Уранинит, циртолит, монацит, малакон, пирит, марказит, галенит, халькопирит, арсенопирит, ильменит	Серицитизация, окварцевание	

## ВЫВОДЫ

Ураноносные метасоматиты возникли на завершающем этапе формирования кристаллических оснований древних щитов. Они размещаются среди осадочно-метаморфических и гранитоидных пород. Метасоматиты приурочены к региональным разрывно-складчатым структурам и зонам глубинных разломов в виде прерывистых тел и месторождений. Щелочной, кальциево-углекислый и рудообразующий процессы вызваны высокой активностью натрия, магния,  $\text{CO}_2$ , калия и в меньшей мере кальция, кремния и алюминия.

Источниками рудных растворов были осадочные и метаморфические кластогенные породы нижнего протерозоя, из которых при метаморфизме и ультраметаморфизме выделялись большие массы минерализованных вод. В составе рудных растворов могли участвовать и вадозные воды глубинной гидросферы, а также ювенильные флюиды, поднимающиеся из области верхней мантии Земли. Источники металлов могли быть первичными, т. е. металлы, извлеченные водами из пород при своем отделении, и вторичные — это металлы, экстрагированные растворами при инфильтрации через породы к месту рудообразования.

Формами переноса рудных компонентов были комплексные уранил-натрийкарбонатные и уранил-калийкарбонатные ионы.

Химическими причинами рудоотложения был уход натрия, калия и  $\text{CO}_2$  из раствора, вызывающий разложение комплексных ионов.

Тектоно-физическими причинами рудоотложения были — изменение температуры и давления.

Ураноносные метасоматиты по источникам растворов и металлов, а также месту их образования в геологической истории докембрийских щитов генетически связаны с процессами ультраметаморфизма. По способу образования это гидротермальные метасоматические, реже жильные и прожилковые месторождения.

---

## УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД ДЖЕСПИЛИТОВОЙ ФОРМАЦИИ ДОКЕМБРИЯ

В настоящей главе на основании данных, полученных автором в результате многолетних геологических и экспериментальных работ, а также анализа литературных материалов рассматриваются главнейшие особенности формирования богатых руд джеспилитовой формации. С железисто-кремнистыми породами этой формации докембрия на всех континентах Земли (за исключением Антарктиды) связаны крупнейшие месторождения богатых железных руд. Породы, к которым приурочены залежи богатых руд, в различных районах мира получили разные названия: железистые кварциты, железистые роговики и джеспилиты, такониты, итабириты, полосчатые железняки, породы «калико», железистые гематитовые яшмы и т. д. Все эти названия применяются к одним и тем же генетически однотипным метаморфизованным железистым породам докембрия.

Породы джеспилитовой формации делятся на две группы: сланцы и железистые породы (железистые кварциты, железистые роговики, джеспилиты и др.).

Сланцы по химическому и минеральному составу подразделяются на две главные разновидности: *алюмосиликатные*, состоящие из серицита, кварца, мусковита и биотита, и *железисто-алюмосиликатные*, сложенные магнетитом, хлоритом, биотитом, куммингтонитом и кварцем.

Железистые породы имеют полосчатое сложение, образованное двумя типами прослоев: *рудными*, состоящими из магнетита, мартита или гематита с подчиненным количеством кварца, карбоната и железистых силикатов, а также *безрудными*, сложенными кварцем, железистыми силикатами и карбонатами. Мощность прослоев меняется от 0,1 до 10—15 мм. Содержание железа в них от 28 до 40%.

Джеспилиты выделяются среди железистых пород еще более тонкой полосчатостью, образованной чередованием рудных и кварцевых прослоев. Пласты железистых пород мощностью от нескольких до 250—600 м, чередуясь с пластами сланцев, составляют железорудные свиты. Мощность железорудных свит меняется от 200—300 до 2000—3000 м. Иногда в составе свит представ-

лены эффузивные породы — амфиболиты, тальково-карбонатные и тальково-серпентинитовые породы.

Большинство авторов образование пород железорудной формации считает осадочно-метаморфическим. Расхождение во взглядах на образование этих пород у различных авторов вызвано неодинаковым пониманием роли процессов седиментации и вулканизма в создании первичного состава свит, а также характера последующего метаморфизма первичных эквивалентов современных пород.

Залежи богатых железных руд приурочены преимущественно к железистым породам докембрия и лишь незначительная часть их встречена среди сланцев. Рудные залежи представлены пластами, мощными шарнирными залежами, рудными столбами и гнездами. Рудные залежи приурочены к складчатым или складчато-трещинным, значительно реже — к складчато-разрывным структурам.

Большинство месторождений богатых железных руд рассматриваемого типа связано с железистыми кварцитами протерозойского (а не архейского) возраста. К ним приурочены наиболее крупные месторождения этих руд — КМА и Кривой Рог в СССР, Итабира в Бразилии, наиболее крупные месторождения Австралии, Сингхбхум в Индии, области оз. Верхнего в Канаде, в США и др. Почти все месторождения богатых руд локализуются в железистых кварцитах или джеспилитах железисто-кремнисто-сланцевой формации, возникшей в условиях преобладания процессов седиментогенеза над вулканизмом, поэтому железистые горизонты, вмещающие залежи богатых руд, размещены в большинстве районов мира среди сланцев или других осадочно-метаморфических пород.

Среди железорудных месторождений докембрия наиболее распространены четыре типа богатых руд.

Магнетитовые или силикатно-магнетитовые руды размещены среди амфиболо-магнетитовых роговиков и частично сланцев, значительно измененных магнезиально-железистым и железистым метасоматозом, преимущественно в складчато-разрывных структурах. Среди них выделяются: 1) амфиболо-магнетитовые и амфиболо-гематито-магнетитовые; 2) кварцево-амфиболо-магнетитовые (местами с гематитом); 3) эгирино-амфиболо-магнетитовые и 4) карбонато-магнетито-гематитовые. Руды плотные, массивные или полосчатые с пористостью около 3—4%.

Мартитовые и мартито-гематитовые руды размещены преимущественно среди джеспилитов, меньше — среди железистых роговиков. Пористость руд 20—25%, местами они плотные, образуют рудные столбы и пластообразные залежи, развиты в сложноскладчатых участках железистых пород. На многих месторождениях хорошо прослеживается смена мартитовых пори-

стых и плотных руд магнетитовыми на небольших или значительных глубинах в пределах одной залежи или месторождения.

Гетито-гематитовые руды представлены гетито-дисперсно-гематито-мартитовыми, гетито-дисперсно-гематитовыми разновидностями, преимущественно распространенными в пределах глубинных зон окисления или площадной коры выветривания. На многих месторождениях они известны как рыхлые или мягкие руды.

Гематитовые, сидеритовые и магнетитовые руды встречаются в виде пластовых залежей на поверхности железистых пород. Они представляют собой руды осадочного или инфильтрационного происхождения — продукты разрушения железных руд и железистых пород докембрия.

Руды второго типа составляют основную массу всех железорудных месторождений джеспилитовой формации докембрия. Они развиты на всех континентах мира. Руды первого типа, третьего и четвертого распространены ограниченно и имеют местное значение, хотя в отдельных месторождениях и районах они являются главными, а иногда и единственными (Аньшань, Северный район Криворожского бассейна и др.).

#### **ГЕНЕТИЧЕСКИЕ РАЗНОВИДНОСТИ БОГАТЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД**

За более чем вековой период изучения богатых железных руд джеспилитовой формации в США, Канаде, СССР, Бразилии и других странах было выдвинуто большое количество различных предположений о генезисе этого типа руд. Все их можно сгруппировать в три главнейшие гипотезы: а) *гидротермальную*, по которой источником растворов является магма (Д. В. Грюнер, В. Н. Манн, М. С. Точилин, Н. Н. Свительский, Д. В. Дорр и др.); б) *гипергенную*, по которой образование руд происходит за счет окисления магнетита и выноса кварца железистых пород вадозными водами (Ч. Р. Ван-Хайз, Ч. К. Лизе, С. Ройс, Л. И. Мартыненко, Д. С. Коржинский, И. И. Гинзбург, М. Н. Доброхотов и многие другие); в) *метаморфогенно-гипергенную*, принимающую полигенное (сложное) образование различных руд с участием процессов осадкообразования, метаморфизма и гипергенеза (П. М. Каниболоцкий, Я. Н. Белевцев, Ю. Г. Гершойг, Г. В. Тохтуев и др.).

Недостатком двух первых гипотез является то, что авторы в своих выводах не учитывали значения различных и многостадийных процессов, принимавших участие в формировании разных типов руд, а пытались одним процессом объяснить создание всех разновидностей руд джеспилитовой формации. Детальные геологические наблюдения, проведенные на многих месторождениях, а также экспериментальные данные о многих сторонах генезиса богатых железных руд явились основанием для развития гипо-

тезы о сложном — полигенном рудообразовании в джеспилитовой формации. Рудные месторождения джеспилитовой формации прошли сложный путь формирования с участием седиментационных, метаморфических (гидротермальных) и гипергенных процессов (табл. 23).

Анализ геологических данных показывает, что в глобальном масштабе богатые железные руды всех генетических разновидностей связаны с тремя этапами рудообразования.

#### МЕТАМОРФОГЕННЫЙ ЭТАП РУДООБРАЗОВАНИЯ

Особенности состава, структуры, условий залегания многих месторождений железных руд настолько своеобразны, что их нельзя отнести ни к одному из известных генетических типов (магматическому, скарновому, гидротермальному). К числу главных особенностей относятся: минеральный состав руд, аналогичный составу вмещающих пород; наличие в рудах тех же химических элементов, что и во вмещающих породах; размещение рудных залежей в складчато-трещинных структурах; преобладание метасоматических процессов при рудообразовании; отсутствие околорудных изменений; строгое соответствие рудообразующего процесса в пространстве и во времени складкообразования; отсутствие зональности минеральных парагенезисов, а также пространственной либо временной зависимости месторождений от интрузивных пород.

Приведенные особенности руд и рудных месторождений позволяют отнести их только к группе метаморфогенных, возникших в различных фациях динамотермального метаморфизма железисто-кремнистых пород.

Главными агентами метаморфизма, а следовательно, и рудообразования являются *гидростатическое и одностороннее* давления, температура и химическая активность водных растворов (Тернер, 1962). Они вызывают перекристаллизацию пород, значительную подвижность вещества и метаморфическую дифференциацию, сопровождающуюся перераспределением и концентрацией некоторых металлических компонентов. Метаморфогенное рудообразование очень широко распространено в джеспилитовой формации на всех континентах мира. Оно хорошо изучено в Криворожском бассейне (Белевцев и др., 1959), КМА (Глагольев, 1961), на железорудных месторождениях Бразилии (Дорр, 1965), Западной Австралии (Брандт, 1970), Индии (Кришнан, 1970) и других районах мира.

Формирование метаморфических железорудных залежей во времени и пространстве связано с заключительными стадиями складкообразования, когда породы находились в состоянии наибольшей тектонической напряженности, обеспечивающей высокую проницаемость поровых растворов. Рудовмещающими структурами явились зоны межпластового послонного скольжения,

Генетический класс	Сущность процесса рудообразования	Генетические подклассы богатых железных руд	Минеральный состав руд	Примеры
Метаморфогенный	<p>Концентрация железа в процессе метаморфизма железисто-кремнистого осадка (в зонах тектонического сжатия):</p> <p>1) складчатость, обезвоживание и раскристаллизация осадков, растворение и вынос SiO<sub>2</sub> метаморфическими растворами в условиях фации зеленых сланцев (уплотнение);</p> <p>2) магнезиально-железистый и железистый метасоматоз в амфиболитовой фации метаморфизма благодаря подвижности Fe, Mg, Ca и Si</p>	<p>Метаморфические: Остаточные метаморфические</p> <p>Средние фации метаморфизма (зеленосланцевой)</p> <p>Метасоматические высокие фации метаморфизма</p>	<p>Карбонатно-хлорито-магнетитовые, кварцево-магнетитовые (иногда с мусковитом)</p> <p>Карбонатно-(анкерито-доломито)-магнетитовые, силикатно-магнетитовые (с биотитом, куммингтонитом, железистой слюдкой)</p> <p>Грюнерито-магнетитовые, роговообманково-магнетитовые, сульфидно-магнетитовые, пироксено-магнетитовые, магнетито-гематитовые Куммингтонито-магнетитовые</p>	<p>а) Кряж Месаби, (область оз. Верхнего в США), округ Сингххум в Индии, Оленегорский и Мангушский районы, Центральный район Кривого Рога</p> <p>Северный район Кривого Рога, Северо-Белозерское месторождение, Коробковское и Михайловское месторождения; КМА, Южная Африка</p>
Гипергенный	<p>Разложение карбонатов и силикатов, мартитизация магнетита, образование гематита и гетита по карбонатам и силикатам</p> <p>Растворение и вынос из метаморфических руд кремния и силикатов, резкое увеличение пористости и в связи с этим повышение содержания железа в руде</p>	<p>Гипергенные остаточные</p> <p>Метаморфические, измененные гипергенными процессами</p>	<p>Высокопористые и порошокватые мартитовые, дисперсногематито-мартитовые и дисперсногематитовые (иногда с реликтовой железной слюдкой)</p> <p>Некоторые плотные мартитовые и кварцево-мартитовые руды</p>	<p>Многие месторождения Белозерского района, КМА, области оз. Верхнего в США, Бразилии, Индии, Африки и Австралии</p> <p>Мартитовые руды Кривого Рога, КМА, Канады, Индии, Бразилии, Австралии и других стран</p> <p>Часть плотных гематитовых руд Белозерского района, Саксаганской полосы Кривого Рога и др.</p>
Осадочный	<p>Перенос обломков богатых гематитовых руд и железистых кварцитов, отложение их в депрессиях и на склонах рельефа докембрийских пород</p>	<p>Осадочные (обломочные) переотложенные</p> <p>Осадочные (хемогенные) переотложенные</p>	<p>Лимонито-гематитовые и гематитовые руды с конгломерато-брекчиевыми текстурами</p> <p>Хлорито-сидеритовые (часто оолитовые руды)</p>	<p>Осадочные переотложенные руды КМА, оз. Верхнего в США, «канга» в Бразилии, Африки, Индии и др.</p> <p>Осадочные переотложенные руды КМА, Кривого Рога и других районов</p>

расслоения, кливажа, зоны повышенной трещиноватости и смятия, образующиеся преимущественно на крыльях крупных складчатых структур. В связи с этим руды развиваются преимущественно согласно напластованию пород, участвуют в образовании мелких складчатых форм и обычно не имеют резких границ с вмещающими породами. Процессы рудообразования существенно различаются в зависимости от условий метаморфизма железистых пород. В районах, где породы джеспилитовой формации метаморфизованы в фации лавсанит-альбитовой, ломатит-пренит-кварцевой (по Г. Винклеру, 1969) или цеолитовой (по В. С. Соболеву, 1970) при температурах от 100 до 300—350° С и давлении, не превышающем 3—5 кбар, сколько-нибудь значительного метаморфогенного оруденения не наблюдается.

В районах, где породы достигли фации метаморфизма зеленых сланцев, широко развиты процессы образования метаморфогенных руд. В районах развития амфиболитовой фации оруденение железистых пород развивается значительно реже, чем в метаморфических фациях зеленых сланцев. Еще реже встречаются богатые руды в местах, где породы достигли метаморфизма гранулитовой фации. Объясняется это тем, что физико-химические условия зеленосланцевой и амфиболитовой фаций являются наиболее благоприятными для отдельной миграции кремнезема и железа, тогда как высокотемпературные условия гранулитовой фации вызвали совместную подвижность железа и кремнезема, что приводило к образованию железистых силикатов.

#### РУДООБРАЗОВАНИЕ В УСЛОВИЯХ ФАЦИИ ЗЕЛЕННЫХ СЛАНЦЕВ

Метаморфизм железистых пород в условиях фации зеленых сланцев очень широко распространен во многих районах мира и достаточно характерен для нижнепротерозойских осадочно-метаморфических толщ. *Основным рудообразующим процессом было растворение и вынос кремнезема и некоторое перемещение железа метаморфическими растворами и тектоническое уплотнение руд.* Температура рудообразования, определенная по газово-жидким включениям в минералах, — от 300—350 до 450—500° С, давление — от 2 до 5 кбар. Такого типа богатые руды образовались одновременно с раскristализацией железисто-кремнистого осадка как первичного эквивалента джеспилитов и железистых кварцитов. Об этом свидетельствуют следующие особенности:

1) роговиковая структура и размеры кварцевых зерен сохраняются постоянными в джеспилитах вдали от рудных тел, на контакте с рудой и в руде;

2) наблюдаются совершенно одинаковые строение кварцевых (роговиковых) слоев и условия деформации кварца в железистых породах и руде. Петроструктурные исследования М. П. Кулешова (1955) показали, что оптическая ориентировка кварца в

руде, вмещающих железистых роговиках и джеспилитах одинаковая;

3) многочисленными исследованиями деформации кристаллов кварца установлено, что при нагрузке они дробятся на иглоподобные обломки, которые вращаются до тех пор, пока не расположатся вдоль поверхности скольжения (Цинзерлинг, 1933); однако в участках интенсивной складчатости в рудных залежах не наблюдается подобной или иной деформации кварцевых зерен. Это дает основание считать, что кварц в руде и породах образовался одновременно, в период метаморфизма первичного халцедоноподобного осадка;

4) пространственная и морфологическая связь месторождений богатых руд и рудных залежей со складчатыми структурами железистых пород.

На основании указанных особенностей образование богатых железных руд можно рассматривать как синхронный процесс с динамотермальным метаморфизмом первичных осадков.

Детальное изучение контактов рудных залежей Кривого Рога, Аньшаньского района КНР, Сингхбхумского района Индии (Белевцев, 1968) и КМА (Глагольев, 1957) позволило раскрыть сущность процесса рудообразования.

Мы проследили изменения отдельных прослоев, составляющих железистую породу при переходе в богатую руду. Рудные прослои переходят из породы в руды без существенного изменения мощности. Наблюдается лишь некоторое утолщение рудных и появление тонких дополнительных прослоев новообразованного гематита чаще всего на границе с рудными и полурудными породами. При наличии интенсивной приконтактной складчатости рудные прослои несколько утоняются и даже разрываются, но в руде мощность любого прослеженного рудного прослоя такая же, как и в неоруденелой породе.

Совершенно иначе ведут себя безрудные и полурудные прослой: мощность их по мере смены железистого роговика рудой постепенно или резко уменьшается, прослой утоняются, а на их месте в руде остается тонкая полосочка, сложенная мелкими реликтовыми пластинками и листочками гематита, который был ранее рассеян в полурудном прослое (рис. 34).

Уменьшение мощности и выклинивание полурудных и безрудных прослоев является общей закономерностью, характерной для различных типов руд, в том числе и для магнетитовых и окисленных — маргитовых, изученных на рудниках Кривого Рога. Ширина зоны выклинивания очень незначительна — в подавляющем большинстве исследованных контактов она не превышает 10—20 см, часто безрудный прослой резко сокращается в мощности и полностью исчезает на расстоянии 1—2 см (особенно в резких, тектонических контактах). Значительно реже наблюдается постепенное плавное уменьшение мощности прослоев на протяжении десятков сантиметров и даже метров. Вследствие

выклинивания безрудных и полурудных прослоев изменение железистых пород в рудах всегда происходит с заметным уменьшением объема, которое можно определить при изучении образцов или непосредственно в горных выработках.

На основании большого количества замеров (свыше 100) было установлено, что из слоя (пачки) железистой породы мощностью 100 см (все замеры пересчитывались на 100 см) образуется

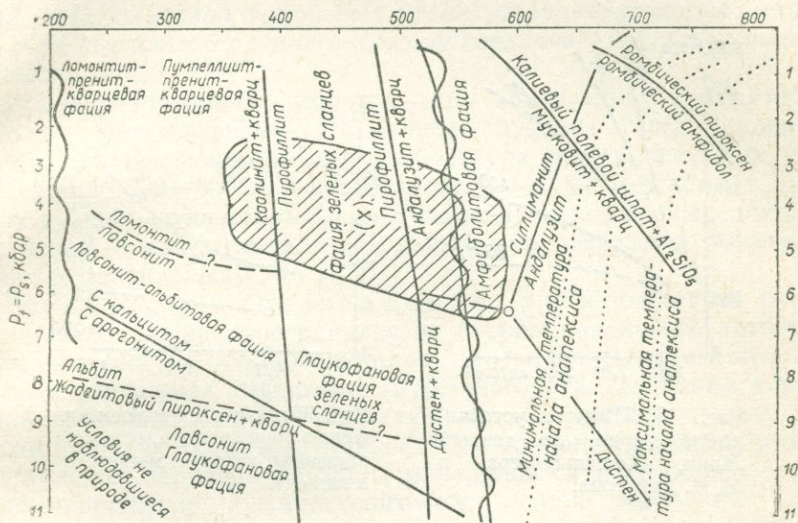


Рис. 34. Поле метаморфогенного рудообразования железных руд (x) на схеме метаморфических фаций (по Г. Винклеру).

пачка руды мощностью от 45 до 80 см. Следовательно, из 100 см<sup>3</sup> породы образовывалось от 45 до 80 см<sup>3</sup> руды; величина сжатия или усадки изменяется от 20 до 55%. Ни в одном случае не наблюдалось сохранения первичного объема пород в процессе рудообразования. Совершенно аналогичное изменение кварцевых прослоев изучено Глагольевым (1957) в магнетитовых рудах КМА, а также нами в магнетитовых рудах Кривого Рога, Сингхбума, Аньшаня, Оленегорска и других районов.

Данные объемно-весовых соотношений пород и руд показали, что оруденение вызвано выносом кремнезема из нерудных прослоев породы в зонах тектонического сжатия. Н. И. Хитаров (1956) по результатам экспериментальных работ дополнил данные Мори и Хессельгессера о растворимости SiO<sub>2</sub> при температурах 450, 500, 600° С и давлении 2 кбар, а также построил изотермы 350° и 400° С. Как выяснилось, растворимость SiO<sub>2</sub> резко увеличивается при повышении температуры и уже при температуре 350° С, особенно при 400° С, становится весьма значительной. Так, при давлении 2000 кг/см<sup>2</sup> и 400° С в воде содержится

2,2 г/л  $\text{SiO}_2$ , при  $450^\circ$  — около 3,5 г/л, а при  $500^\circ\text{C}$  — примерно 5,0 г/л (рис. 35). При температуре  $350^\circ\text{C}$  и ниже миграция  $\text{SiO}_2$  затруднена. По экспериментальным данным В. Ф. Сыромятникова и Г. В. Румянцевой (1969), растворимость кварца резко увеличивается при приложении к образцу одностороннего сжатия ( $400 \text{ кг/см}^2$  — осевая и  $500$ — $1000 \text{ кг/см}^2$  — боковая нагрузки) и увеличении боковой нагрузки.

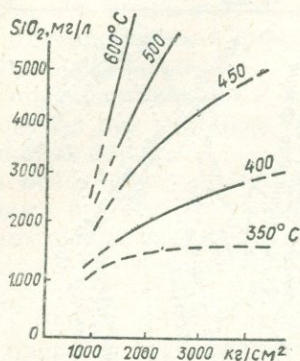


Рис. 35. Изотерма устойчивости кварца, по данным Мори, Хессельгессера и Н. И. Хитарова.

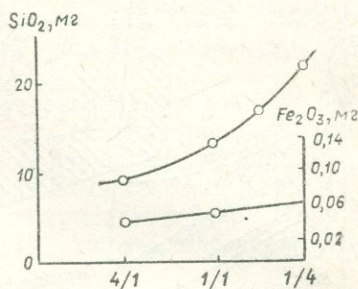


Рис. 36. Вынос кремнезема и железа при различных соотношениях кварца и магнетита в навеске.

Экспериментальные данные, полученные в лаборатории ИГФМ АН УССР (Белевцев, 1966) показали резкое возрастание растворимости кварца с увеличением количества магнетита в навеске (рис. 36). При отношении  $\text{SiO}_2/\text{Fe}_3\text{O}_4 = 1/4$  вынос кремнезема увеличивается в три раза по сравнению с выщелачиванием кремнезема из чистого кварца. При этом железо выносится в ничтожных количествах, примерно в 150—200 раз меньше кремнезема. Такого увеличения выноса  $\text{SiO}_2$  не наблюдается, если вместо магнетита положить в навеску гематит или гетит с тем же количеством железа. Вероятно, это объясняется свойствами магнетита, который при окислении увеличивает рН раствора, чем усиливает растворение кварца.

Приведенные данные позволяют объяснить интенсивное растворение  $\text{SiO}_2$  и неподвижность железа в условиях температур и давления, отвечающих зеленосланцевой фации метаморфизма.

Благодаря выносу из породы безрудного компонента — кремнекислоты и сохранению железа образовались богатые руды, которые в генетическом отношении можно рассматривать как остаточные метаморфические руды.

Метаморфизм железистых пород в условиях амфиболитовой фации на площадях распространения джеспилитовой формации нижнего протерозоя развит ограниченно. Все же известны рудные поля и районы, где представлены в основном гематито-магнетитовые руды, генетически связанные с метаморфизмом амфиболитовой фации. *Основным рудообразующим процессом в условиях амфиболитовой фации был магнезиально-железистый метасоматоз, вызвавший перемещение и накопление железа в сланцах и джеспилитах.*

Рудообразование происходило при завершении динамотермального метаморфизма. По данным изучения газовой-жидких включений, в минералах руд температура рудообразования от 350—400 до 500—550° С и давление от 1,5—2 до 5—6 кбар.

В рудообразующем метасоматическом процессе выделяется два этапа — железисто-магнезиальный метасоматоз и железистый (железорудный).

Железисто-магнезиальный метасоматоз развит широко. Он распространялся на породы различного литологического состава, сопровождается образованием магнетита и железосодержащих амфиболов (куммингтонита, грюнерита и роговой обманки), которые замещают биотит, хлорит, гранат, а также кварц роговиков и сланцев. При полном замещении куммингтонитом породообразующих минералов сланцев образуются мономинеральные куммингтонитовые, а при таком же замещении в железистых роговиках — магнетито-куммингтонитовые породы.

Железистый метасоматоз неразрывно следовал за собственно магнезиально-железистым и проявился на участках развития почти мономинеральных куммингтонитовых сланцев. На первом этапе при образовании амфиболов недостаток кислорода не позволял образоваться окислам железа, и оно накапливалось в растворе. Повышение кислородного потенциала привело к выпадению из раствора избытка железа в форме магнетита, а на заключительных стадиях — в форме гематита.

Рудообразование начиналось с отложения магнетита. Если в железистых роговиках и амфиболовых сланцах магнетит, являющийся продуктом общего динамотермального метаморфизма (магнетита первой генерации), составляет 20—40%, то в результате железистого метасоматоза количество его за счет новообразований (магнетит второй генерации) постепенно увеличивается до 60—80%, а в рудах с массивной текстурой — до 90—95%. Пластинки новообразований амфибола, как правило, обволакивают зерна этого магнетита или образуют структуры вrostания. Для магнетита второй генерации характерна неправильная и удлиненная форма зерен, редко с кристаллографическими очертаниями, размером 0,1—0,5 мм.

Вслед за магнетитом второй генерации кристаллизовался гематит второй генерации. Как и магнетит, он развивался по прослоям амфиболового и кварцево-амфиболового состава, замещая амфибол и кварц (рис. 37). Полосы гематита в руде состоят из агрегатов тесно сросшихся пластинчатых или ланцетовидных зерен, образующих в массе петельчатые или решетчатые сплетения.

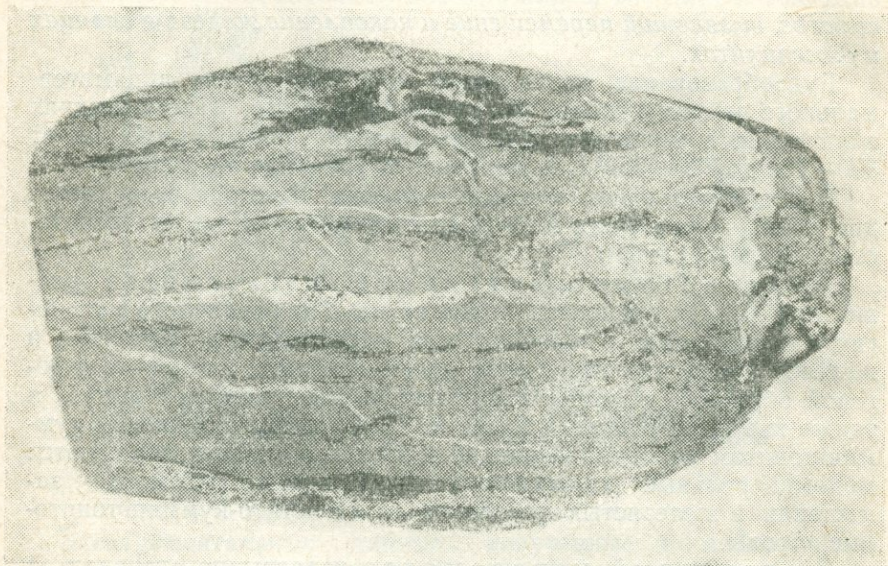


Рис. 37. Замещение амфибола (черное) гематитом (белое) и магнетитом (темно-серое).

Отложением гематита второй генерации закончилась стадия магнезиально-железистого метасоматоза. Таким образом, конечным продуктом этой стадии явились амфиболо-магнетитовые, кварцево-амфиболо-магнетитовые и амфиболо-гематито-магнетитовые железные руды, в которых амфибол был представлен в основном куммингтонитом, в меньшей степени грюннеритом и, как исключение, роговой обманкой.

В дополнение к опубликованным приведем новые экспериментальные данные о происхождении метаморфических растворов, которые вызвали рудообразование.

Связанная гидроксильная вода выделяется при температуре выше  $300^{\circ}\text{C}$ , а из некоторых минералов при очень высоких температурах — до  $600\text{--}800^{\circ}\text{C}$ . Все же большая часть минералов (диагенетических, вступивших в область метаморфизма) теряет воду при высокой температуре: каолинит при  $400\text{--}525^{\circ}\text{C}$ , бру-

сит — при 400—500, монтмориллонит — при 500, хлориты — выше 500 (до 600—800), гидрослюда — выше 300° С и т. д.

Гидроксильная вода существенно отличается от поровой высокой способностью к растворению. Объясняется это, во-первых, интенсивным изменением физических свойств гидроксильной воды до выделения из кристаллической решетки минералов и после него, а во-вторых, высокой температурой процесса, так как гидроксильная вода выделяется в области близкритической или надкритической температуры. Поэтому гидроксильная вода на пути движения интенсивно растворяет различные элементы до тех пор, пока не достигнет равновесия с окружающей средой (Блох, 1969).

Интересные данные об изотопном соотношении  $O^{16}$  к  $O^{18}$  в минералах сланцев, джеспилитов и руд Кривого Рога (рис. 38) получены в лаборатории ИГФМ АН УССР И. П. Луговой (Белевцев, Луговая, Мельник, 1969). Наиболее высокие отношения  $O^{16}$  к  $O^{18}$  — от 18 до 36‰ — получены для магнетита магнетитовых руд. При анализе гидроксильной воды из хлоритов метаморфических сланцев в ней установлены  $O^{16} : O^{18}$ , равные 22—27‰. В магнетитах неокисленных железистых пород  $O^{16} : O^{18}$  находится в пределах от 2 до 15‰. Все окисленные породы и руды характеризуются очень низкими значениями  $O^{16} : O^{18}$ . Следовательно, повышение отношений изотопов кислорода в магнетитовых рудах могло произойти только вследствие участия в процессе оруденения гидроксильной воды сланцев, имеющих высокие значения отношений изотопов кислорода. Это указывает на метаморфогенный процесс рудообразования и на то, что источником вод для рудообразующих растворов была гидроксильная вода из минералов сланцев. Заметим, что гидротермальная вода магматического происхождения имеет отношение изотопов кислорода, равное 5—7‰ и, естественно, не могла повлиять на повышение этого отношения при преобразовании магнетита породы в магнетит рудных залежей.

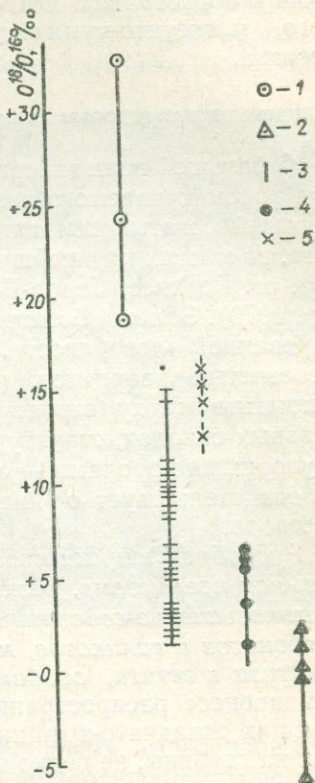


Рис. 38. Изотопный состав кислорода железистых кварцитов и богатых руд Кривбасса:

- 1 — богатые неокисленные руды,
- 2 — богатые окисленные руды,
- 3 — неокисленные метаморфизованные железистые кварциты,
- 4 — частично окисленные железистые кварциты,
- 5 — метасоматически измененные железистые кварциты.

Приведенные данные позволяют считать, что на площадях развития амфиболитовой фации метаморфизма в породах джеспилитовой формации возникали диафорические процессы, связанные с магниально-железистыми растворами, которые приводили к образованию метасоматических железных руд магнетитового, магнетито-куммингтонитового и магнетито-гематитового состава.

#### ГИПЕРГЕННЫЙ ЭТАП РУДООБРАЗОВАНИЯ

О большой роли гипергенеза в образовании богатых железных руд рассматриваемого типа свидетельствует повсеместная связь залежей богатых гематитовых руд с зонами окисления. Кроме того, во многих крупнейших месторождениях мира (КМА, Хамерсли, оз. Верхнее, Серро-Боливар — Gross, 1965; Sims, 1970; Moore, 1970). Залежи богатых руд приурочены либо к древней эродированной поверхности, срезающей складчатые структуры железистых кварцитов, уходящие круто на глубину, либо к открытым кверху структурным ловушкам (шарнирам синклинальных складок, структурным трогам), ограниченным снизу водоупорными породами — сланцами, дайками и т. д., что бесспорно свидетельствует о нисходящем движении рудообразующих растворов.

*Рудообразующими процессами гипергенеза были растворение и вынос кремнезема, резкое увеличение пористости и в связи с этим повышение содержания железа в руде, а также разложение карбонатов и силикатов, мартитизация магнетита и образование гематита и гетита, вызванное подвижностью железа.* Гипергенный процесс распространился в пределах своеобразных крутостоящих складчато-трещинных глубинных зон окисления, уходящих на глубины, не редко превышающие 2,5—2 км (Кривой Рог), где он развивался преимущественно в магнетитовых рудах метаморфогенного образования. В зонах глубинного окисления или у поверхности во многих районах мира магнетит первичных руд или джеспилитов окислялся до мартита и выносился кремнезем, что привело к образованию высокопористых (до 20—25%) мартитовых руд, содержащих железа до 70%. Вынос  $\text{SiO}_2$  из плотных магнетитовых руд был довольно интенсивным: с 20—15 в плотных рудах до 4—1%  $\text{SiO}_2$  в мартитовых пористых, при этом пористость соответственно увеличивалась от 3—5 до 23—30%. Кроме того, двухвалентное железо, окисляясь, почти полностью переходило в трехвалентное, что вызывало переход магнетита в мартит. Вынос кремнезема привел к значительному увеличению содержания железа в руде — с 50—57 в плотных рудах до 65—70% в рыхлых мартитовых. Например, большая часть рудных залежей Центрального района Кривого Рога сложена окисленными рудами, содержание магнетита в них не превышает 3—5%.

Однако, несмотря на это, они образовались из первичных магнетитовых руд, о чем свидетельствуют следующие особенности.

1. Среди залежей пористых мартитовых руд встречаются плотные массивные мартитовые руды, которые переходят постепенно в пористые рыхлые руды. Плотные руды располагаются в виде включений среди пористых руд или образуют своеобразную кайму на контакте рудной залежи с неоруденелыми железисты-

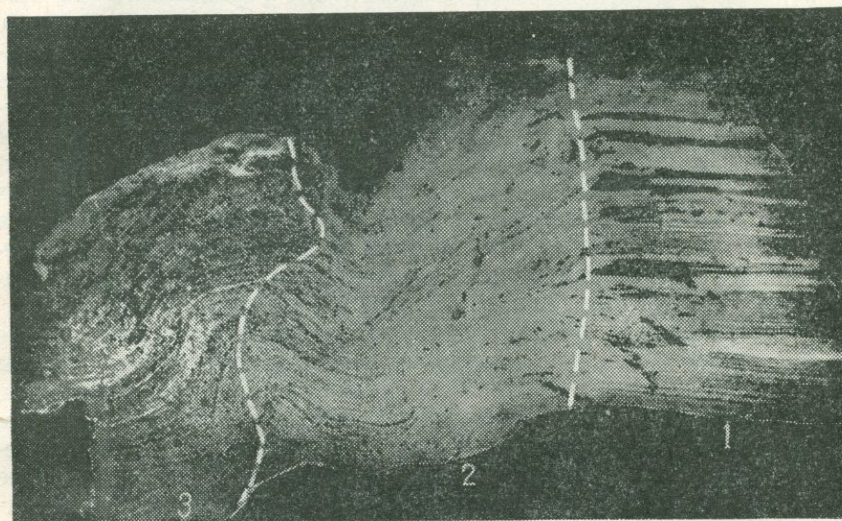


Рис. 39. Контакт джеспилита (1) с плотной рудой (2) и пористой рудой (3).

ми роговиками. Никакого изменения мощности выделенной пачки плотных руд при переходе в рыхлые не наблюдается (рис. 39).

2. Складчатая деформация в пористых рудах, выраженная плейчатостью, совершенно аналогична по своему характеру и размерам деформации плотных руд. Сложные складчатые изгибы и трещины отдельностей без каких-либо изменений переходят из пористых (рыхлых) руд в плотные.

Если на границе джеспилита и плотной руды очень хорошо наблюдается сокращение мощности, то переход плотной руды в рыхлую происходит без изменения мощности. Никаких новых структурных элементов в пористых рудах по сравнению с плотными не возникает. Пористые руды отличаются от плотных только величиной пористости. Рудные минералы плотных руд при переходе в пористые совершенно не изменяются, микроструктура, размеры, форма зерен и сростков, а также относительное количество мартита и пластинчатого гематита остаются теми же, что и для плотных руд.

Как показало изучение некоторых залежей, пористые мартитовые руды, широко распространенные у поверхности, постепенно сменяются плотными мартитовыми и мартито-магнетитовыми, а на большей глубине — первичными магнетитовыми. Текстура, условия залегания, приуроченность к складчатым структурам, а также взаимные переходы в пределах одной залежи у магнетитовых руд совершенно аналогичны плотным мартитовым.

3. Если бы пористые мартитовые руды образовались за счет выноса  $\text{SiO}_2$  гипергенными растворами из железистых пород, тогда неизбежно должны были произойти значительное уменьшение объема джеспилитов (до 50% первоначального) и образование «просадок» или уменьшение мощностей горизонтов железистых пород в местах оруденения. Однако массовые замеры истинной мощности (1200), проведенные в 150 разрезах джеспилитовых горизонтов, этого не подтвердили; мощности оруденелых и безрудных джеспилитов разнятся незначительно и колебания их свойственны оруденелым породам в такой же мере, как и неоруденелым, обусловлены они (колебания) фациальными особенностями горизонтов и пластов (Белевцев, Мельник, 1967).

Таким образом, геологические наблюдения и многочисленные определения объемного и удельного весов, пористости, замеры мощностей неоруденелых и безрудных джеспилитов показали, что современные пористые мартитовые руды в подавляющем большинстве образовались на месте первичных плотных кварцево-магнетитовых руд, содержащих от 50 до 57% железа. Они не могли образоваться непосредственно из джеспилитов, содержащих 28—40% железа, так как этому противоречат данные о синхронности складкообразования и рудообразования, о степени усадки после выноса  $\text{SiO}_2$ , сокращение пористости, отсутствие просадки рудных пластов и другие данные.

Кроме глубинных зон окисления на многих месторождениях наблюдается площадная кора выветривания, с которой связано перемещение железа при разложении железистых карбонатов и силикатов пород с образованием рыхлых или мягких гидратных руд, состоящих из дисперсного гематита, гетита и остаточного мартита. Подобные порошокватые руды широко распространены во многих железорудных районах мира (в СССР, Бразилии, Австралии, Канаде, США, Индии и Венесуэле — Dogg, 1965; Krichnan 1970; Tolbert, 1970; Kalliokoski, 1965; Macleod, 1970). В Кривом Роге с гипергенезом связано образование гетито-дисперсно-гематитовых, частично гематито-мартитовых сыпучих руд («шелестух»), наблюдающихся в виде залежей и выклинивающихся с глубиной.

Теоретический анализ особенностей гипергенного рудообразования базируется на установленных в ряде железорудных районов (оз. Верхнее, Австралия, Канада, Венесуэла и др.) геологических особенностях, свидетельствующих о проявлении процессов окисления (гематитизация) в докембрии. Заключение о докембрий-

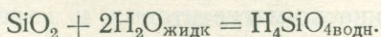
ском возрасте проявления гематитизации подтверждается сходством минерало-химических особенностей гематитовых руд во всех железорудных районах мира, а также соответствием термодинамических расчетов реакций окисления существующим данным о составе докембрийской атмосферы. Согласно представлениям В. И. Вернадского, Н. М. Страхова, В. В. Руби и других исследователей, атмосфера в архее состояла главным образом из углекислоты, а в протерозое — из углекислоты и небольшого количества кислорода, имевшего почти целиком биогенное происхождение. При наличии такой атмосферы должно было сказываться влияние «тепличного эффекта», обуславливающего повышение температуры воздуха, и, естественно, понижение его влажности. Этим хорошо объясняется глобальное проявление в докембрийских формациях гематитизации, а не лимонитизации, что подтверждено экспериментальными данными о равновесии гематита и гетита в координатах температура — влажность воздуха (Епатко, Мельник, 1965).

Теоретические основы гипергенного выветривания железистых кварцитов и образования в них залежей богатых гематитовых руд хорошо объясняются реакциями: а) окисления железистого карбоната до гематита, б) растворения кварца и выноса кремнезема.

О возможности широкого проявления окисления при очень низком парциальном давлении кислорода в атмосфере докембрия свидетельствуют термодинамические расчеты реакций окисления сидерита и сидероплезита до гематита. Первый из карбонатов в атмосфере углекислоты окисляется при  $P_{O_2} > 10^{-62,07} \text{ атм.}$ , а второй — (в системе сидероплезит — вода) при  $P_{O_2} > 10^{-57,11} \text{ атм.}$

Экспериментальные работы, выполненные в наших лабораториях (Епатко, Мельник, 1965), позволили определить поля устойчивости гематита и гетита (рис. 40). Гематит должен образовываться при температуре до 50—70° С и относительной влажности не выше 80—85% либо в условиях водной среды при давлении до 200 атм и температуре 145—150° С и выше. Эти данные позволяют считать, что гематит образовался при разложении сидерита докембрийской коры выветривания в условиях сухого и жаркого климата, а также при глубокой циркуляции подземных горячих вод.

Растворение и вынос кварца происходили по реакции



Кварц относится к группе труднорастворимых минералов, так как абсолютная его растворимость в водах различного состава не превышает десятков и первых сотен миллиграмм на литр. Поэтому главную роль в активизации растворения природного кварца в условиях выветривания играла длительная инфильтрация растворов, бедных кремнеземом по отношению к кварцу. В частности, для растворения обычного кварца необходимо, чтобы

активность ортокремневой кислоты в просачивающихся растворах, близких к нейтральным, была меньше 9,2 мг/л. Как показали экспериментальные работы наших лабораторий (Епатко, Мельник, 1958), растворимость кварца существенно возрастает с уменьшением размеров зерен. При размерах зерен кварца 1 мм за 100 ч в атмосфере  $\text{CO}_2$  при  $t^\circ = 25^\circ \text{C}$  количество  $\text{SiO}_2$  в раство-

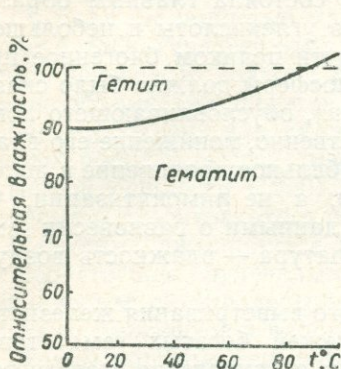


Рис. 40. Диаграмма полей устойчивости гематита и гетита в условиях коры выветривания.

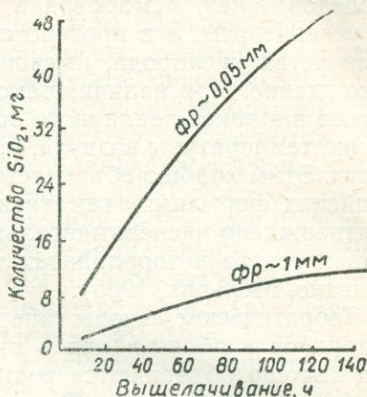


Рис. 41. Зависимость выщелачивания кварца от величины зерен в атмосфере  $\text{CO}_2$  при  $25^\circ \text{C}$  (по Е. С. Кабановой).

ре было около 9 мг/л, а при размерах зерен кварца примерно 0,05 мм (при тех же условиях) — около 45 мг/л (рис. 41). Растворимость кварца в водах, газированных  $\text{CO}_2$ , увеличивается на 30—40%. Размер кварцевых зерен в джеспилитах равен 0,1—0,5 мм, поэтому и растворение их в условиях большого количества  $\text{CO}_2$  в атмосфере значительно выше, чем наблюдающиеся в природе в настоящее время.

Вынос  $\text{SiO}_2$ , образование мартита по магнетиту, разложение и замещение железистых карбонатов и силикатов привели к формированию мартитовых и гематито-мартитовых руд, имеющих полигенное происхождение. Это руды метаморфического происхождения, существенно измененные гипергенными процессами.

В результате окисления и выноса  $\text{SiO}_2$  из плотных магнетитовых руд образовались пористые и рыхлые мартитовые. В процессе окисления силикатно-магнетитовых и карбонатно-магнетитовых руд в гипергенных условиях образовались пористые и рыхлые гетито-дисперсногетито-мартитовые руды.

Во многих районах мира (Кривой Рог, оз. Верхнее, Индия и др.) наблюдаются значительные залежи гетито-дисперсногематитовых (гидратных) руд, образовавшихся за счет окисления железистого хлорита, сидерита и некоторой концентрации железа среди сланцев и железистых роговиков. Это гипергенные остаточные руды.

Во всех железорудных районах мира богатые гематитовые руды подвергались разнообразным изменениям — уплотнению и метаморфизму, цементации различными новообразованными минералами в условиях эпигенеза.

Уплотнение под действием гравитационной усадки наблюдается только для остаточных руд гипергенного происхождения. Так, в мультиметрических залежах месторождения Месаби (оз. Верхнее — Могоу, 1970) продолжающийся из таконита в руду пласт сланца плавно прогибается в рудной залежи книзу, как бы фиксируя амплитуду усадки. Иногда над залежами, находящимися на больших глубинах, образуются настоящие конусы проседания, которые кое-кто из исследователей предлагает использовать в поисковых целях (месторождение Серро-Боливар, Венесуэла).

Эпигенетические изменения, проявившиеся практически во всех железорудных районах мира, сопровождаются появлением в пористых гематитовых рудах различных минералов, выделившихся позже гематита. К числу наиболее обычных эпигенетических изменений относятся окварцевание, сидеритизация и гематитизация (лимонитизация). Эти изменения сопровождаются появлением в гематитовых рудах целого ряда «экзотических» минералов — пирита, барита, гипса, магнетита, урановой смолки, апатита, галенита, сфалерита, кальцита, псиломелана и др.

В качестве основных причин эпигенетических изменений в литературе рассматриваются: а) перекрытие рудных залежей болотами с резковосстановительной средой; б) гальмиролиз; в) инфильтрация грунтовых вод из перекрывающих осадочных пород с переносом ряда компонентов; г) переотложение кремнезема при позднейшем метаморфизме гематитовых руд (окварцевание — частично); д) континентальное выветривание гематитовых руд в условиях влажного климата (лимонитизация, гетитизация).

#### **ЭТАП ОСАДОЧНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ**

Разрушение богатых руд и железистых пород, а также отложение продуктов разрушения в виде обломков или химических соединений, привело к образованию залежей богатых железных руд на различных этапах геологического развития. Известны обломочные переотложения и осадочные хемогенные руды на поверхности докембрия или по границам различных формаций внутри докембрийских пород. К этому типу относятся осадочные руды КМА, оз. Верхнего в США, «канга» в Бразилии, руды верхней свиты в Кривом Поре и во многих других районах (Gross, 1965; Dorr, 1970).

*Генезис богатых железных руд джеспилитовой формации рассматривается нами как естественно-исторический полигенный процесс накопления железа, состоящий из последовательно раз-*

*вивавшихся этапов первичноосадочных, метаморфических и гипергенных.*

К наиболее раннему — первому этапу относятся седиментация и диагенез джеспилитовой формации, с которым связано накопление железа в железистых породах. В дальнейшем железо перемещалось и концентрировалось в последующие этапы рудообразования.

Второй этап концентрации железа, приведший к образованию богатых руд, относится к динамотермальному метаморфизму, проявившемуся синхронно с формированием складчатой структуры.

Складкообразование, пластическое течение и расслоение железисто-кремнистых осадков вместе с потоком тепла вызывали прогревание и проникновение метаморфических растворов, что приводило к миграции железа, кремнезема, магния, натрия, кальция и алюминия, вызывало перекристаллизацию пород и возникновение метаморфических парагенезисов минералов. В этот период железисто-кремнистые осадки превращались в кристаллические железистые роговики и сланцы. В местах развития складчатости и тонкой трещиноватости перемещение железа привело к образованию богатых магнетитовых и гематито-магнетитовых руд.

К раннему периоду метаморфизма относится растворение кварца и вынос кремнезема, а также магниально-железистый и железистый метасоматозы, развившиеся, вероятно, в конце метаморфических преобразований пород и генетически отражающие регрессивную его стадию.

Третьим этапом образования и изменения руд был гипергенез, с которым связаны глубинные зоны окисления железистых пород и богатых железных руд. Гипергенез вызвал значительные перемещения железа, кремнезема и других элементов, что привело к преобразованию плотных магнетитовых руд в пористые более богатые железом и химически чистые мартитовые руды, а также к образованию относительно бедных мартитовых руд в джеспилитах, гематито-гематито-мартитовых руд в силикатно-железистых роговиках, гематито-гематитовых руд в железисто-силикатных сланцах и т. д.

С четвертым этапом связано осадочное рудообразование, возникшее вследствие механического и химического разрушения богатых руд и железистых пород, а также отложения продуктов разрушения на поверхности докембрийских пород или в виде межформационных залежей.

Все эти процессы накопления железа и образования залежей богатых руд, рассмотренные в историческом аспекте, раскрывают полигенный характер рудообразования, в разной степени проявившийся в рудных месторождениях различных континентов мира.

---

- Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. Госгеолтехиздат, М., 1954.
- Антонов П. Л.— В сб.: Прямые методы поисков нефти и газа. Труды НИИ геофиз. и геохим. методов разведки, М., 1964.
- Афанасьев Г. Д. и др. — Изв. АН СССР, 1967, № 11.
- Бабинец А. Е. Результаты изучения содержания  $O^{18}$  в некоторых генетических разновидностях природных вод. «Наукова думка», К., 1967.
- Барсуков В. Л. — В сб.: Геохимия гидротермального рудообразования. «Наука», М., 1971.
- Белевцев Я. Н. — Труды I петрографич. совещ., М., 1955.
- Белевцев Я. Н. — В кн.: Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Госгеолиздат, М., 1964.
- Белевцев Я. Н. и др. Проблемы теории и эксперимента в рудообразовании. «Наукова думка», К., 1966.
- Белевцев Я. Н. — В кн.: Генезис эндогенных месторождений. «Недра», 1968.
- Белевцев Я. Н. — В сб.: Проблема метаморфогенного рудообразования. (Тезисы докл. на Межвед. совещ. по метаморфогенному рудообразованию). «Наукова думка», К., 1969а.
- Белевцев Я. Н. — Геол. журн. АН УССР, 1969б, 29, в. 2.
- Белевцев Я. Н. — Геол. журн. АН УССР, 1970а, 30, в. 2.
- Белевцев Я. Н. О происхождении рудообразующих растворов. Венгрия, Будапешт, 1970б.
- Белевцев Я. Н. — Геол. журн. АН УССР, 1971, 31, в. 4.
- Белевцев Я. Н., Бура Г. Г., Мельник Ю. П. и др. Генезис железных руд Криворожского бассейна. Изд-во АН УССР, К., 1959.
- Белевцев Я. Н., Домарев В. С., Буряк В. А., Коваль В. Б. и др. Проблема метаморфогенного рудообразования. (Тезисы докл. на Межвед. науч. совещ. по метаморфогенному рудообразованию). «Наукова думка», К., 1969.
- Белевцев Я. Н., Коваль В. Б. — Геол. журн. АН УССР, 1969, 29, в. 3.
- Белевцев Я. Н., Коваль В. Б., Самсонов В. А. — Геол. журн. АН УССР, 1967, 27, в. 2.
- Белевцев Я. Н., Коваль В. Б., Самсонов В. А. — Геол. журн. АН УССР, 1969, 29, в. 4.
- Белевцев Я. Н., Луговая И. П., Мельник Ю. П. — В сб.: Проблемы образования железист. пород. «Наукова думка», К., 1969.
- Белевцев Я. Н., Мельник Ю. П. — Геол. журн. АН УССР, 1967, 27, в. 1.
- Белоусов В. В. — Сов. геология, 1965, № 1.
- Бенарджи А. К. — В сб.: Проблемы эндогенных месторождений, в. 2. ИЛ., М., 1964.
- Бетехтин А. Г. — В сб.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, М., 1953.
- Билибин Ю. А. Избранные труды, 1. Изд-во АН СССР, М., 1958.

- Билибина Т. В., Титов В. К. — В кн.: Проблемы метаморфогенного рудообразования. (Тезисы докл.). «Наукова думка», К., 1969.
- Блох А. М. — Изв. АН СССР, 1969, № 11.
- Бок И. И. — В сб. научных трудов Казахского горного ин-та, № 9, Metallurgizdat, М., 1954.
- Булатов С. Г., Щеточкин В. Н. — Сов. геол., 1970, № 4.
- Буряк В. А. — Труды III Всесоюз. петрографич. совещ., М., 1964.
- Буряк В. А. — В сб.: Проблема метаморфогенного рудообразования. (Тезисы докл.). «Наукова думка», К., 1969.
- Буряк В. А., Лобанов М. П., Хренов П. М. — Сов. геология, 1967, № 5.
- Вахромеев С. А. Месторождения полезных ископаемых. «Недра», М., 1961.
- Верещагин Л. Ф. — В кн.: Симпозиум по экспериментальным исследованиям в области глубинных процессов. Изд-во АН СССР, М., 1960.
- Вертушков Г. Н. — Труды II Всесоюз. петрографич. совещ. М., 1960.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. «Мир», 1969.
- Винogradov А. П. — Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 11.
- Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. Госгеолтехиздат, М., 1962.
- Вольфсон Ф. И. Геология гидротермальных урановых месторождений. «Наука», М., 1966.
- Гарибяц А. А., Голубев В. С., Беус А. А. О роли хроматографических явлений при фильтрации электролитов в породах. Изд-во АН СССР, сер. геол., № 9, 1966.
- Гарповец В. Г. — Сов. геология, 1969, № 12.
- Гелен К. — В кн.: Геол. и геохим. рудн. м-ний. «Мир», М., 1971.
- Германов А. И. — Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 6.
- Гершойг Ю. Г. — С сб.: Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна. (Труды совещ.). Изд-во АН УССР, К., 1955.
- Гинзбург И. И. — В сб.: Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна. Труды совещ. Изд-во АН УССР, К., 1955.
- Глагольев А. А. — Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 8.
- Голубев В. С., Гарябяц А. А. Гетерогенные процессы геохимической миграции. «Недра», М., 1968.
- Голубев В. С. — В сб.: Гетерогенные процессы геохимической миграции. (Материалы расширен. совещ. минералогич. секции НТС ВИМСа). М., 1968.
- Голубев В. С. Динамика физ.-хим. и геохим. процессов. Автореф. докт. диссертации. М., 1970.
- Грейтон Л. Природа рудообразующего флюида. ИЛ, М., 1946.
- Гречишников Н. П., Зинченко В. А., Крамар О. А., Николаенко В. И. — Геол. журн. АН УССР, 1968, 28, в. 1.
- Долгов Ю. А. — В кн.: Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. (Доклады сов. геологов). Госгеолиздат, М., 1968.
- Домарев В. С. — ДАН СССР, 1954, 48, № 3.
- Домарев В. С. — Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, в. 8. Геол. и полезн. ископ., 1956.
- Домарев В. С. — Записки Всесоюз. минералогич. об-ва, 1964, 2.
- Домарев В. С. — Сов. геология, 1967 б, № 1.
- Домарев В. С., Болдарева М. М. — Сов. геология, 1969, № 11.
- Дроздовская А. А., Мельник Ю. П. — Атомная энергия, 1967, № 5.
- Дубов Р. И. — Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1966.
- Елисеев Н. А. Метаморфизм. «Недра», М., 1963.
- Епатко Ю. М., Мельник Ю. П. — Геол. журн. АН УССР, 1958, 18, в. 5.
- Епатко Ю. М., Мельник Ю. П. — Геол. журн. АН УССР, 1965, 25, в. 2.
- Ермаков Н. П. Исследования минерализующих растворов. Изд-во Харьковск. гос. ун-та, 1950.
- Жариков В. А., Дюжикова Т. Н., Максаква Э. М. — Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1963.
- Заварицкий А. Н. — В сб.: Колчеданные месторождения Урала. Изд-во АН СССР, М., 1950.

- Залесский Б. В., Санина Е. А.—Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, в. 43.
- Захаров Е. Е.—Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 5.
- Кадик А. А., Хитаров Н. И.—Геохимия, 1965, № 5.
- Казанский В. И. и др.—Геол. рудн. месторождений, 1968, 10, № 1.
- Калюжный В. А. Методы вивчения багатозапових включень у мінералах. Вид-во АН УРСР, 1960.
- Каниболоцкий П. М. К вопросу о генезисе руд Кривого Рога. Днепропетровский гос. ун-т, XXXVII, в. 2, 1941.
- Карпов Г. В.—Литология и полезн. ископаемые, 1967, № 3.
- Керн Р. и Вайсброд А. Основы термодинамики для минералогов, петрографов и геологов. «Мир», М., 1966.
- Кобранова В. Н. Физические свойства горных пород. Гостоптехиздат, 1962. Комплексные соединения урана. Под редакцией И. И. Черняева. «Наука», 1963.
- Константинов М. М. Об осадочном происхождении некоторых месторождений свинца и цинка. «Недра», 1951.
- Константинов М. М., Куликова Е. Я. Урановые провинции. Госгеолтехиздат, М., 1960.
- Коптиев-Дворников В. С., Руб М. Г. Химическая и магматическая специализация магматических комплексов. «Недра», М., 1964.
- Коржинский Д. С.—Изв. АН СССР, серия геол., 1936, № 1.
- Коржинский Д. С.—Записки Всесоюзного минералогич. об-ва, 1942, 471, № 3—4.
- Коржинский Д. С.—Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 2.
- Коржинский Д. С.—Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 3.
- Коржинский Д. С.—ДАН СССР, 1951, 77, № 2.
- Коржинский Д. С.—ДАН СССР, 1952, 84, № 4.
- Коржинский Д. С.—ДАН СССР, 1953, 88, № 3.
- Коржинский Д. С.—Труды четвертого совещания по экспериментальной минералогии и петрографии, вып. II. Изд-во АН СССР, 1953.
- Коржинский Д. С.—В сб.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождений. Изд-во АН СССР, М., 1953.
- Коржинский Д. С.—Геол. журн. АН УССР, 1954, 14, в. 4.
- Коржинский Д. С.—В сб.: Проблемы кристалл., минерал. и эндогенного минералообраз. «Наука», М., 1967.
- Королев А. В.—Труды Средней Азии, Ташкент, 1959.
- Котляр В. Н.—Записки Всесоюз. минералогич. об-ва, 1964, в. 5.
- Котляр В. Н.—В сб.: Генезис эндогенных рудных месторождений. «Недра», 1968.
- Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. «Недра», М., 1970.
- Котяхов В. И. Основы физики нефтяного пласта. Гостоптехиздат, М., 1956.
- Кузейко А. А., Нарсеев В. А.—В сб.: Проблема метаморфогенного рудообразования. (Тезисы докл.). «Наукова думка», К., 1969.
- Кулешов М. П.—В сб.: Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна (Труды совещ.). Изд-во АН УССР, К., 1955.
- Лазько Е. М., Ляпов Ю. В.—Записки Всесоюз. минералогич. об-ва, 1968, в. 2.
- Лесняк В. Ф. Основы анализа физико-химических свойств минералообразующих растворов по включениям в минералах. Изд-во Львовск. ун-та, 1964.
- Линдгрэн В. Минеральные месторождения, в. 1, 3. ОНТИ НКТП, 1933—1935.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. «Недра», М., 1965.
- Мак-Келви В.—В кн.: Междунар. конференц. по мирному исполъз. атомной энергии. Женева, 1955.
- Мак-Клейн, Баллвинкель Е., Хьюггинс Дж.—В ●: Химия ядерного горючего. Госхимиздат, М., 1956.
- Маракушев А. А., Федькин В. В.—Геохимия, 1969, № 12.
- Марков В. К. и др.—Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 2,

- Марков В. Н.—В кн.: Пробл. метаморфич. рудообразования. (Тезисы докл.). «Наукова думка», К., 1969.
- Мартыненко Л. И.—Учен. записки Черновицкого ун-та, серия геол.-географ. наук, 1950, 8, в. 2.
- Мельник Ю. П., Дроздовская А. А.—Геол. журн. АН УССР, 1967, 27, в. 5.
- Нарсеев В. А., Куденко А. А. О возможном механизме образования парагидротерм при метаморфизме. «Наукова думка», К., 1969.
- Науомов Г. Б.—Геохимия, 1959, № 1.
- Науомов Г. Б., Миронова О. Ф.—Геохимия, 1960, № 3.
- Науомов Г. Б.—Геохимия, 1961, № 2.
- Науомов Г. Б.—Труды VI совещ. по эксперимент. и технич. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, М., 1962.
- Науомов Г. Б., Габелько К. И.—Геохимия, 1956, № 4.
- Науомов Г. Б., Миронова О. Ф.—В сб.: Проблемы геохимии. «Наука», М., 1956.
- Науомов Г. Б., Миронова О. Ф.—Геохимия, 1960, № 3.
- Науомов Г. Б. и др. Основные черты геохимии урана. Изд-во АН СССР, М., 1963.
- Николаенко В. И.—В сб.: Полезные ископаемые Украины. «Наукова думка», К., 1966.
- Николаенко В. И.—В сб.: Проблема метаморфоженного рудообразования. (Тезисы докл.). «Наукова думка», К., 1969 а.
- Николаенко В. И.—В сб.: Проблема образования железистых пород докембрия. «Наукова думка», К., 1969 б.
- Николаенко В. И., Скуридин С. А., Захаров В. И.—В сб.: Современные минерализующие растворы. (Тезисы докл.). Изд-во АН СССР, Петропавловск-Камчатский, 1970.
- Никольский А. П.—Сов. геология, 1941, № 4.
- Обручев В. А. Рудные месторождения. ОНТИ НКТП, М., 1934.
- Овчинников Л. Н., Миксенков В. Г.—Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 3.
- Овчинников Л. Н., Щур А. С.—Труды IV совещания по экспериментальной минералогии и петрографии, вып. 2, 1953.
- Овчинников Л. Н.—Труды горно-геологического института АН СССР. Уральский филиал, в. 26. Минер. сб. № 3, 1955.
- Овчинников Л. Н.—Изв. АН СССР, серия геол., 1965 а, № 6.
- Овчинников Л. Н.—В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Прага, 1965 б.
- Овчинников Л. Н.—В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. «Недра», М., 1968.
- Павловский Н. Н. Теория движения грунтовых вод под гидротехническими сооружениями и ее основные приложения. Петроград, 1922.
- Питчер У. С.—В кн.: Природа метаморфизма. «Мир», М., 1967.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Гостоптехиздат, М., 1940.
- Пыхачев Г. Б. Подземная гидравлика. Гостоптехиздат, М., 1961.
- Пэк А. А. О динамике ювенильных растворов. «Наука», М., 1968.
- Радкевич Е. А.—В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии, № 7, «Наука», М., 1970.
- Рамдор П. Рудные минералы и их строение. ИЛ, М., 1962.
- Сапрыкин Е. П.—В сб.: Проблема метаморфоженного рудообразования (Тезисы докл.). «Наукова думка», К., 1969.
- Саттон Дж.—В кн.: Природа метаморфизма. «Мир», 1967.
- Сауков А. А.—Труды Ин-та рудных м-ний, М., 1960, № 46.
- Семенов А. И., Смыслов А. А.—Записки Всесоюзн. минералогич. об-ва, 1967, ХСVI, вып. 5.
- Сердюченко Д. П. и др. Рудные элементы в породах различных метаморфических фаций. «Наука», М., 1967.
- Сидоренко А. В.—Вестн. АН СССР, 1969, № 6.

- Скаржинский В. И. и др. Всесоюз. симпозиум по применению стабильных изотопов в геохимии. Тезисы докл. М., 1970.
- Смирнов В. И.—Вестник МГУ, 1964, № 3.
- Смирнов В. И.—Изв. АН СССР, серия геол., 1969 а, № 3.
- Смирнов В. И. Геология месторождений полезных ископаемых. «Недра», 1969 б.
- Смирнов В. И.—В кн.: Закономерности размещения полезн. ископаемых. IX, «Наука», М., 1970.
- Смирнов В. И., Демидова Н. Г.—Геология рудных месторождений, 1968, № 2.
- Смирнов В. И. и др.—Геология рудных месторождений, 1972, № 4.
- Смирнов С. С.—Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 1.
- Смирнов С. С. Избранные труды. «Наука», М., 1955.
- Смит Ф. Г. Геологическая термометрия по включениям в минералах. ИЛ, М., 1956.
- Смыслов А. А., Титов В. К.—Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 11.
- Снарский А. Н. Геологические основы физики нефтяного пласта. Гос. издат. технической литературы УССР, 1961.
- Соболев В. С.—В кн.: Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Пробл. 14. Изд-во АН УССР, К., 1960.
- Соболев В. С. Фации метаморфизма. «Недра», М., 1970.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, I и II. Изд-во АН СССР, М., 1960—1962.
- Стрыгин А. И.—Геол. журн. АН УССР, 1970, 30, № 2.
- Субботин С. И., Наумчик Г. П., Рахимова И. Ш. Процессы в верхней мантии Земли. «Наукова думка», К., 1964.
- Судовиков Н. Г.—В сб.: Закономерности размещения месторождений полезных ископ. Изд-во АН УССР, К., 1960.
- Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во ЛГУ, 1964.
- Судовиков Н. Г.—Сов. геология, 1965, № 4.
- Сыромятников Ф. В., Иванов И. П., Макарова А. П.—В сб.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. Изд-во АН СССР, М., 1962.
- Сыромятников Ф. В., Румянцева Г. В.—В сб.: Проблема метаморфогенного рудообраз. (Тезисы докл.). «Наукова думка», К., 1969.
- Такеночуи С., Кеннеди Дж. К. Растворимость углекислоты в растворах при высоких температурах и давлениях, 1965.
- Татаринов П. М. Условия образования рудных и нерудных полезных ископаемых. Госгеолиздат. М., 1955.
- Твалчрелидзе Г. А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей (на металлогенической основе). «Недра», М., 1966.
- Тернер Ф. Дж. Эволюция метаморфических пород. ИЛ, М., 1962.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ., М., 1961.
- Тохтуев Г. В.—В сб.: Железные руды КМА. Изд-во АН УССР, К., 1955.
- Точилин М. С.—Минералогич. сб. ЛГО, 1953, № 7.
- Тугаринов А. Н., Змеенкова А. В.—Сов. геология, 1960, № 4.
- Тугаринов А. Н., Наумов В. Б.—Геохимия, 1969, № 2.
- Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. ИЛ, М., 1962.
- Федорчук В. П.—В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. «Недра», М., 1968.
- Ферсман А. Е. Геохимия, II. Изд-во АН СССР, М., 1934.
- Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Изд-во Узб. АН, Ташкент, 1958.
- Хитаров Н. И.—Геохимия, 1956, № 1.
- Хитаров Н. И. Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. Изд-во АН СССР, М., 1962.

- Хитаров Н. И. и др. — Геохимия, 1967, № 11.
- Хорева Б. Я. — Геотектоника, 1966, № 6.
- Хорева Б. Я. Типы регионального метаморфизма и метаморфические комплексы Юго-Западного Памира и Иртышской зоны смятия. Автореферат докт. дисс. Л., 1969.
- Цизерлинг Е., Шубников А. — Труды Ломоносовского ин-та АН СССР, 1933, № 3.
- Чекалюк Э. Б. — Геол. журн. АН УССР, 1968, 28, в. 1.
- Шипулин Ф. К. Интрузии и рудообразование (на примере Ташкесана). «Наука», М., 1968.
- Шипулин Ф. К. Об источниках гидротермальных рудообразующих растворов. Будапешт, 1970.
- Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. ИЛ, М., 1958.
- Шур А. С. Роль капиллярных явлений в процессах минерало- и рудообразования. Автореферат диссертации на соискание уч. степени доктора геолого-минерал. наук, 1963.
- Шуркин К. А. — Труды первого Уральского петрографич. совещ., 1963.
- Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. «Недра», М., 1968.
- Щелкачев В. Н. Основы подземной нефтяной гидравлики. Гостоптехиздат, 1945.
- Щербаков Д. И. — Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 1.
- Щербина В. В. — Геохимия, 1968, № 11.
- Щелкачев В. Н. Основы подземной нефтяной гидравлики. Гостоптехиздат, 1945.
- Эммонс В. О. — В кн.: Геология рудных месторождений западных щитов США. ОНТИ, М., 1937.
- Эршлер Б. О. — ЖФХ, 1934, 5, 10.
- Andreatta C. — Mineralogie Mon., Nr. 1—2, 1954.
- Brandt R. T. — Inter. Symp. of the Geol., Kiev, 1970.
- Cissarz A. Einführung in die allgemeine und systematische Lagerstättenlehre. Schweizerbart, 1965.
- Darcy H. Les Fontaines Publique de la Ville de Dijon. Victor Dalnont, Paris, 1856.
- Deicha J., Tourey J. C. — Internat. Geol. Congr. Part 23 Sess. Czechosl., 1968. Proc. Sec. I. Prague, 1968, 151—153.
- Dorr J. Van. — Econom. Geol. 60, N 1, p. 1, 1965.
- Dunn J. A. — Econom. Geol. 36, N 4, 1941.
- Fisher N. H. — «Search», 1970, 1, N 3.
- French Bevan M. — Geol. Soc. America. Spec. Papers. 1966, N 87.
- Games H. L. — Bull. Geol. Soc. Amer., 66, N 12, 1955.
- Games H. L. — Econ. Geol., 48, N 8, 1953.
- Gross G. A. Geology of iron deposits in Canada, 1, Canada, 1965.
- Gruner J. W. — Econom. Geol., 21, 1926.
- Hacker W. Die Konzentrationsänderung in Elektrolytlösungen bei der Filtration durch Kollodiummembranen. Kolloid., 94, Hf. 1, 1941.
- John Van N. Dorr I. — Inter. Symp. of the Geol., Kiev, 1970.
- Kalliokoski S. — Econom. Geol., 60, N 1, 1965.
- Koster Van Gross A. F., Wyllie R. S. — Geol. Soc. America. Spec. Papers, 1966, N 87, p. 90—91.
- Krichnan M. S. — Inter. Symp. of the Geol., Kiev, 1970.
- Macleod W. N. — Inter. Symp. of the Geol., Kiev, 1970.
- Morey Mesabi G. B. — Inter. Symp. of the Geol., Kiev, 1970.
- Niggli P. Die Systematic der Magmatischen Erzlagertstätten. Schweiz Min. and Petr. Mitt., 21, 1941, 31—32.
- Samuel S. Sims. — Inter. Symp. of the Geol., Kiev, 1970.
- Toblert G. E. — Inter. Symp. of the Geol., Kiev, 1970.

Предисловие . . . . .	3
Глава I. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ УЧЕНИЯ ОБ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИ- ЯХ . . . . .	6
Глава II. ИСТОЧНИКИ РУДООБРАЗУЮ- ЩИХ ВЕЩЕСТВ И РАСТВО- РОВ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТО- РОЖДЕНИИ . . . . .	15
Глава III. НОВАЯ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЭНДО- ГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРО- ЖДЕНИИ . . . . .	45
Глава IV. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУ- ЧЕНИЕ УСЛОВИЙ МОБИЛИ- ЗАЦИИ, ПЕРЕНОСА И ОТЛО- ЖЕНИЯ МЕТАЛЛОВ ПРИ МЕ- ТАМОРФИЗМЕ (НА ПРИМЕ- РЕ УРАНА) . . . . .	56
Глава V. ПРОЦЕССЫ ФИЛЬТРАЦИИ И ИХ РОЛЬ В РУДООБРАЗОВА- НИИ (ПО ЭКСПЕРИМЕН- ТАЛЬНЫМ ДАННЫМ) . . . . .	116
Глава VI. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕ- ТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРО- ЖДЕНИИ . . . . .	141
Глава VII. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖ- ДЕНИИ УРАНА В ДОКЕМБ- РИЙСКИХ ЩИТАХ . . . . .	175
Глава VIII. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД ДЖЕСПИ- ЛИТОВОЙ ФОРМАЦИИ ДО- КЕМБРИЯ . . . . .	204
Литература . . . . .	223

Белевцев Яков Николаевич, Коваль Вадим Борисович,  
Николаенко Владимир Иванович

**СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ  
ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ**

*Печатается по постановлению ученого совета  
Института геохимии и физики минералов АН УССР*

Редактор Н. Я. Соколова  
Художественный редактор К. Г. Лычаковский  
Оформление художника Д. Д. Грибова  
Технические редакторы Е. Н. Соколов, А. М. Ка-  
пустина  
Корректор Л. М. Тищенко

Сдано в набор 17. II 1972 г. Подписано к печати 28. XI 1972 г.  
БФ 00715. Зак. № 145. Изд. № 272. Тираж 1400. Бумага № 1,  
формат 60×90<sup>1/16</sup>. Усл. печ. листов 14,5. Учетно-изд. листов  
15,31. Цена 1 руб. 77 коп.

Издательство «Наукова думка», Киев, Репина, 3.  
Киевская книжная типография № 5 Государственного коми-  
тета Совета Министров Украинской ССР по делам изда-  
тельств, полиграфии и книжной торговли, Киев, Репина, 4.

**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКОВА ДУМКА»  
В 1973 ГОДУ ВЫПУСТИТ В СВЕТ КНИГИ:**

**Князев Г. И. Замкнутые и фрагментарные рудные пояса.** Язык русский. 17 л. 1 руб. 80 коп.

Рассмотрены принципы и методика выделения замкнутых рудных поясов, проанализированы причины концентрации в них эндогенного оруденения. Описаны замкнутые рудные пояса на территории Восточного Забайкалья, Украины и других регионов. Показано значение их оконтуривания для прогнозирования пространственного размещения оруденения. Рассмотрена металлогеническая специализация рудных поясов в связи с региональной зональностью и объяснены причины ее появления.

**Конституция и свойства минералов. Вып. 7.** Язык русский. 17 л. 1 руб. 80 коп.

Рассматриваются структурные особенности и различные свойства минералов. Освещаются закономерности инфракрасных спектров силикатов и других кислородных соединений. Приводятся данные по химизму и строению слоистых силикатов. Разбирается природа хромофорной окраски минералов меди и урана. Сообщаются результаты исследований люминесценции ряда минералов и термолюминесценции кварца, полевых шпатов, а также других магнитных и электрических свойств минералов.

**Куковский Е. Г. Превращение слоистых силикатов.** Язык русский. 10 л. 1 руб.

В книге изложены основные закономерности образования и структурных превращений слоистых силикатов при выветривании и эпигенезе. На основании геологического материала и экспериментальных исследований рассмотрен механизм преобразований в

твердой фазе. Направленность превращений обособляется с позиций диффузии катионов в объеме твердой фазы и диффузионного потока на ее поверхности в связи с градиентом концентраций на границе раздела минерала с водой. Рассмотрены особенности строения твердой фазы, взаимодействующей с жидкой средой как в коре выветривания, так и в осадке.

Л и т в и н А. Л. Кальциевые амфиболы. Язык русский. 8 л. 81 коп.

В монографии рассматриваются особенности кристаллической структуры кальциевых амфиболов различного химического состава и генезиса. Работа основана на материалах уточнения шести структур и определения параметров 197 химически проанализированных кальциевых амфиболов. Установлено влияние катионов октаэдрической и тетраэдрической координаций на размеры и форму конфигурационных полиэдров, характер искажений тетраэдрических и октаэдрических лент в структуре, параметры и объем элементарной ячейки. Изучена связь распределения октаэдрических катионов с условиями образования, а также показана зависимость распределения от температуры и давления.

Для своевременного получения книги просим сделать на нее предварительный заказ. Предварительные заказы принимают все городские и сельские книжные магазины.

Для получения книг по почте заказы необходимо высылать любому магазину «Книга—почтой» или непосредственно книжному магазину издательства «Наукова думка» (252601, Киев — 601, ГПС, ул. Кирова, 4).

427