

Д.И. ГОРЖЕВСКИЙ, В.Н. КОЗЕРЕНКО

# Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом

НЕДРА  
1965

Б. Печникова  
1966

Д. И. ГОРЖЕВСКИЙ, В. Н. КОЗЕРЕНКО

СВЯЗЬ ЭНДОГЕННОГО  
РУДООБРАЗОВАНИЯ  
С МАГМАТИЗМОМ  
И МЕТАМОРФИЗМОМ

ВВЕДЕНИЕ В МЕТАЛЛОГЕНИЮ  
ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ  
РУДООБРАЗОВАНИЯ

Под редакцией  
академика В. И. СМИРНОВА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»  
Москва 1965



18487

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблема связи эндогенного рудообразования с магматическими и метаморфическими процессами может рассматриваться с различных точек зрения. В генетической части учения о рудных месторождениях рассматриваются главным образом геохимические и физико-химические стороны этой проблемы. Вопросам геологических взаимоотношений рудных месторождений с теми или иными магматическими и метаморфическими комплексами и особенно формам их пространственной связи уделяется обычно меньшее внимание.

Фактические данные, которые накопились у авторов, как в связи с изучением металлогении различных рудных провинций и районов, так и в результате обобщения большого литературного материала, показывают, что эти формы весьма многообразны. Нет необходимости доказывать, какое значение имеет выявление различных типов связей разнообразных рудных месторождений с теми или иными комплексами магматических и метаморфических пород. Установление характера связей позволяет выявить важнейшие критерии поисков рудных месторождений эндогенного происхождения. Значительный материал, необходимый для выяснения этих связей, накопленный трудами многочисленных исследователей, рассеян в работах, посвященных различным разделам геологических наук, и поэтому не всегда в полной мере доступен широкому кругу читателей. Однако главное заключается в том, что этот материал должен быть обобщен с единых методологических позиций и подчинен основной задаче, по существу являющейся металлогенической. Выяснение взаимосвязей эндогенных рудных образований с магматическими и метаморфическими комплексами, как это представляется авторам, является первым и чрезвычайно важным звеном в цепи металлогенических проблем.

Сознавая дискуссионность многих развиваемых в этой книге представлений, авторы будут признательны всем, кто поможет их дальнейшей работе над данной проблемой своими замечаниями и рекомендациями.

В процессе написания настоящего труда авторы пользовались советами В. М. Крейтера, Ю. А. Кузнецова, А. А. Локермана, М. В. Муратова, Н. В. Петровской, И. Н. Томсона, Л. Н. Формозовой, Т. Н. Шадлун, Ф. К. Шипулина. Считаем своим приятным долгом выразить благодарность всем названным лицам. Авторы глубоко благодарны В. Н. Котляру и Е. А. Радкевич, прочитавшим рукопись и сделавшим ряд ценных замечаний; особо признательны В. И. Смирнову за целый ряд ценных советов и за труд по редактированию этой книги.

## ВВЕДЕНИЕ

При рассмотрении общих закономерностей пространственного размещения рудных месторождений решаются вопросы, различные по своему масштабу и имеющие определенную соподчиненность. Выделение структурно-фациальных зон, отличающихся, как известно, особенностями геологического строения и развития и металлогеническими особенностями является проблемой прежде всего тектонической. Различия металлогенической специфики являются лишь одной из их отличительных черт. Металлогеническая характеристика структурно-фациальных зон различного геологического возраста и типа, а также более крупных структурных элементов земной коры, является основным содержанием металлогенеза. Однако этим не исчерпывается содержание металлогенических исследований. Необходимым элементом подобных исследований должно быть выяснение всех многообразных форм связи между горными породами и рудными скоплениями. В пределах тех или иных структурно-фациально-металлогенических зон рудные месторождения занимают определенную позицию по отношению к формациям горных пород, с которыми они генетически связаны. Этот вывод в равной мере относится как к осадочным, так и к магматическим формациям и комплексам метаморфических пород.

Учение о формациях и о закономерной связи с ними полезных ископаемых развилось у нас в стране уже в тридцатых годах, главным образом в связи с исследованиями Н. С. Шатского и его многочисленных учеников и последователей.

Рассматривая эту проблему в связи с анализом закономерностей пространственного размещения месторождений осадочного и вулканогенно-осадочного генезиса, Н. С. Шатский (1955) подчеркнул следующее принципиальное положение: «Формации связаны с определенными тектоническими структурами», «они меняются в зависи-

ности от изменения тектонического режима». «Полезные ископаемые ... представляют собой по существу горные породы, входящие в состав определенных формаций», но они встречаются значительно реже, чем другие компоненты формаций. Положение залежей рудных и нерудных полезных ископаемых в связи с определенными формациями строго закономерно, что находит свое подтверждение в практике геологоразведочных работ. «Формационный анализ, — подчеркнул Н. С. Шатский, — в решении вопросов распределения минеральных месторождений имеет предпочтительное значение перед всеми другими».

Это же положение развивалось С. С. Смирновым (1946, 1947) в применении к месторождениям магматогенного происхождения.

Магматические формации он именовал «тектоно-магматическими комплексами» и подчеркивал, что с ними связаны определенные группы эндогенных месторождений. Говоря о задачах региональных металлогенических исследований, С. С. Смирнов указывал, что одной из главных проблем здесь должна явиться работа по классификации тектоно-магматических комплексов и по выяснению их металлогенической характеристики (1946).

Эти выводы Н. С. Шатского и С. С. Смирнова несомненно требуют дальнейшего развития.

Закономерная позиция рудных месторождений по отношению к магматическим и осадочным формациям и их связь с различными фациями метаморфизма определяется совокупностью разнообразных геологических процессов. Именно эти процессы, более локальные по масштабу своего проявления по сравнению с теми, которые определяют формирование структурно-фациально-металлогенических зон в целом, как нам представляется, следует именовать собственно металлогеническими процессами. Такое их наименование вытекает из приведенных выше высказываний С. С. Смирнова и было принято Ю. А. Билибиным, выделявшим металлогению экзогенных и эндогенных процессов. Раздел, в котором изучается металлогения рудных процессов, является связующим звеном между металлогеническими исследованиями в обычном понимании этого термина, в результате которых оконтуриваются структурно-фациально-металлогенические зоны различного масштаба, и расшифровкой особенностей рудных процессов в пределах рудных полей и месторождений.

В области изучения экзогенной группы месторождений, с точки зрения их приуроченности к определенным фациальным группам

и формациям осадочных горных пород и выявления закономерностей пространственных сочетаний рудных образований с различными осадочными комплексами, в последние годы достигнуты весьма существенные успехи, нашедшие свое отражение в крупных обобщающих трудах.

Значительно медленнее, по-видимому, в связи с большой ее сложностью, разрабатывается эта проблема в отношении эндогенного рудообразования, связанного с магматизмом и метаморфизмом, хотя и здесь уже накопился весьма значительный и важный материал. В этой области еще отсутствуют сводные работы. Большое количество противоречивых мнений, даже по кардинальным вопросам, затрудняет применение формационного анализа к группе эндогенных рудных месторождений, хотя и здесь он несомненно столь же продуктивен, как в области изучения закономерностей пространственного распределения рудных скоплений осадочного генезиса.

В настоящем труде нами предпринята попытка в какой-то степени восполнить существующий пробел и проанализировать имеющийся материал о геологических взаимоотношениях между рудными образованиями, магматическими и метаморфическими комплексами в аспекте, необходимом для металлогенических исследований.

Рассматриваемая проблема распадается, по мнению авторов, на три главных раздела.

1. О связях магматогенных месторождений с различными фациями и формациями магматических горных пород.

2. О связях метаморфогенных рудных месторождений с различными фациями метаморфизма.

3. О главнейших закономерностях историко-геологической эволюции процессов эндогенного рудообразования в связи с необратимым характером развития земной коры.

В настоящей работе мы хотим подчеркнуть два основных положения, которые, как нам представляется, вытекают из анализа весьма большого фактического материала.

1. Особенности эндогенного рудообразования теснейшим образом связаны с характером магматических и метаморфических процессов, типичных для различных участков земной коры.

2. В связи с необратимым характером эволюции земной коры указанные процессы обладают различными особенностями на разных этапах развития Земли.

Авторы убеждены в том, что изучение металлогенических процессов должно базироваться прежде всего на выявлении определенных

эмпирических закономерностей. Лишь твердо установив на основании многократной повторяемости приуроченность тех или иных типов месторождений к определенным формациям горных пород и фациям метаморфизма и расшифровав особенности пространственных сочетаний пород и руд, можно приступить к выяснению геологических условий образования и размещения месторождений полезных ископаемых, к тем или иным генетическим выводам.

С течением времени генетические выводы изменяются и иногда весьма существенно, однако определенные эмпирические закономерности вне зависимости от их генетического истолкования представляют собой важнейший материал, на котором базируются как теоретические концепции об условиях образования полезных ископаемых, так и направление их поисков.

## **О СВЯЗИ МАГМАТОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С РАЗЛИЧНЫМИ ФАЦИЯМИ И ФОРМАЦИЯМИ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД**

Во многих случаях устанавливается закономерная пространственная связь определенных групп рудных месторождений с теми или иными комплексами изверженных горных пород. Размещение магматических образований является частью проблемы строения крупных участков земной коры, ее основных структурных элементов и рассматривается в соответственных разделах геотектоники и петрологии. Однако при рассмотрении металлогенических аспектов этой проблемы необходимо более детальное выяснение взаимоотношений между различными группами изверженных горных пород и ассоциированными с ними рудными месторождениями.

Указанная обширная проблема должна быть разделена на следующие главные вопросы.

1. О фациях и формациях магматических пород и связанных с ними рудных месторождений, о взаимоотношениях между магматическими фациями и формациями.

2. О связях различных типов магматогенных месторождений с различными фациальными группами изверженных горных пород (о фациях магматических пород и рудных месторождений).

3. О связях между магматическими и рудными формациями.

4. О различных формах связи между рудными месторождениями и магматическими породами.

5. О признаках связи между магматическими породами и рудами.

6. О значении глубины эрозионного среза для металлогенического анализа.

7. О первичной горизонтальной и вертикальной зональности магматогенных месторождений в связи с проблемой взаимоотношений рудных месторождений и магматических пород.

Проблема связи рудных месторождений с изверженными породами не всеми исследователями решается однозначно.

В соответствии с концепцией ряда ученых образование пневматолитово-гидротермальных рудных месторождений, весьма важных по своему значению, связано с рудными растворами, имеющими подкоровое происхождение. Пространственные взаимоотношения, кото-

рые наблюдаются между разнообразными изверженными породами и гидротермальными месторождениями, по мнению этих исследователей, якобы не свидетельствуют в пользу их непосредственных связей. Наиболее резко эти взгляды выражены в работах Холмса (Holmes, 1937, 1938) и Хюлина (Hulin, 1945), а также в «тектонической» концепции Локка, Биллингслея и Шмитта (1934).

К. Дж. Сулливан (1948, 1954, 1960) и другие американские геологи считают, что эндогенные рудные месторождения делятся на две основные группы: 1) месторождения, связанные с рудоносными растворами, поднявшимися из подкоровых глубин вместе с породами базитовой и ультрабазитовой магмы и 2) месторождения, связанные с процессами гранитизации осадочных толщ, из которых заимствуются и затем переотлагаются металлы. В результате последнего процесса эндогенные месторождения дают определенный ряд, соответствующий известной температурной зональности, которая отражает пределы термодинамической стабильности минералов в твердом состоянии и не связана со значением растворимости веществ в водных растворах. Таким образом Сулливан выступает не только против генетической связи различных пневматолитово-гидротермальных месторождений с породами гранитной (и близкой к ней) магмы, но и отрицает основные положения гидротермальной теории.

Мы не будем подвергать критическому рассмотрению отмеченные выше представления. Это уже произведено в ряде работ (С. С. Смирнов, 1946, 1947; Вольфсон, 1953). Как справедливо указывал С. С. Смирнов (1947), эти гипотезы могут быть подвергнуты критике с различных точек зрения, и прежде всего «они находятся в резком противоречии с наблюдаемыми геологическими фактами».

«Громадный объем геологических наблюдений указывает на то, что существует генетическая связь между эндогенными рудами и магматическими породами».

Связи гидротермальных месторождений с изверженными горными породами, как это будет показано более подробно ниже, сложны и многообразны. В одних случаях выявляются непосредственные генетические взаимоотношения с конкретными интрузивными телами, в других намечаются более отдаленные парагенетические связи; в последнем случае рудные месторождения и те или иные массы изверженной породы связаны лишь общностью более глубинного магматического очага.

Само выяснение геологического возраста как изверженных пород, так и рудных месторождений в тех или иных металлогенических провинциях часто представляет собой весьма сложную задачу. Учитывая, что во многих регионах имеются разновозрастные, но сходные по своему характеру комплексы изверженных горных пород, с которыми часто связаны разновозрастные, но близкие по составу и генезису гидротермальные месторождения, легко себе представить, сколь сложной является задача выяснения связей определенных серий месторождений с определенными группами

изверженных горных пород. Для решения этой проблемы обычно необходимы всесторонние и детальные исследования как геологического строения рудных провинций, так и самих месторождений, развитых в их пределах.

Вначале мы дадим лишь общие сведения о связях рудных месторождений с различными фациями и формациями магматических пород с тем, чтобы в последующем подробно остановиться на наиболее важном для металлогенических исследований вопросе — о различных формах пространственного сочетания магматогенных минеральных скоплений с различными магматическими телами.

## 1. О ФАЦИЯХ И ФОРМАЦИЯХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Понятие фаций и формаций горных пород и рудных месторождений и их взаимоотношения трактуются различными исследователями далеко не однозначно.

Нами в дальнейшем изложении принимаются основные положения, выдвинутые Н. С. Шатским и развитые его многочисленными последователями и учениками. В применении к магматическим породам наиболее ценные принципиального характера обобщения, как нам представляется, были сделаны М. А. Усовым, а в последнее время Ю. А. Кузнецовым.

Фация отображает основные геологические особенности среды, в которой происходит формирование горных пород и рудных месторождений.

В применении к осадочным породам фации указывают «на физико-географическую, в широком смысле этого слова, обстановку их отложений» (Шатский, 1955), что находит свое отражение в особых петрографических и палеонтологических свойствах осадков, а затем горных пород.

Главным фактором, определяющим фациальные особенности магматических пород и связанных с ними месторождений, является глубина их образования, хотя целый ряд других моментов также играет существенную роль.

Величина внешнего давления, при котором происходят процессы формирования магматических горных пород и связанных с ними минеральных скоплений, а также скорость изменения термодинамических условий системы определяют их фациальный облик. Эти факторы влияют на многие важные особенности состава и строения как магматических пород, так и связанных с ними минеральных месторождений.

Кроме основного фактора, определяющего фациальные особенности магматических пород, — глубинности, большую роль также играет:

- 1) величина и форма остипающих магматических масс;
- 2) характер структур, контролирующих положение интрузив-

ных пород и прежде всего приуроченность их к «закрытым» (преимущественно складчатым) или «открытым» (преимущественно разрывным) структурам;

3) особенности трещиноватости, пористости, теплопроводности и другие физические свойства вмещающих пород.

Влияние указанных дополнительных факторов в ряде случаев приводит к тому, что на одних и тех же глубинах могут возникать магматические образования, обладающие различными фациальными признаками, например, пород гипабиссальных и мезоабиссальных и, наоборот, на разных глубинах могут формироваться магматические комплексы с близкими фациальными чертами. Таким образом, фациальные особенности определяются совокупностью условий, которая находит суммарное выражение в степени «открытости» или «закрытости» системы в понимании В. А. Николаева (1953).

Цифры глубинности, которые приводятся нами в дальнейшем изложении, являются сугубо ориентировочными и могут в различных конкретных условиях подвергаться существенным колебаниям.

Различные фациальные черты характерны для магматических тел различного состава и прежде всего для кислых, основных, ультраосновных и щелочных пород. Поэтому фациальная их характеристика будет дана раздельно.

Для решения вопросов, касающихся связей конкретных типов рудных и других минеральных месторождений с определенными магматическими телами, наибольшее значение имеет изучение магматических формаций, особенностей их внутреннего строения и выяснение их взаимоотношений с различными минеральными скоплениями. Именно здесь находится центр тяжести в решении проблемы «металлогенической характеристики тектономагматических комплексов», о которой говорил С. С. Смирнов.

Магматические формации, являющиеся частью различных геологических формаций, следуя общему определению Н. С. Шатского, представляют собой естественную ассоциацию магматических пород, отдельные члены которой тесно парагенетически связаны друг с другом в возрастном и пространственном отношениях; эти сложные естественно-исторические тела обычно образуются в условиях определенного тектонического режима, характерного для тех или иных крупных структурных элементов земной коры на определенных этапах их развития.

С той или иной магматической формацией связаны определенные магматогенные рудные скопления, образующие одну или несколько рудных формаций.

Понятие о фациях и формациях магматических пород так же, как и осадочных, являются взаимодополняющими, рассматривающими одни и те же объекты с различных точек зрения.

Рядом исследователей правильно отмечается, что для тех или иных формаций характерен определенный «набор» фаций и определенные особенности их взаимопереводов. Однако из этого положения многими делается неверный вывод о том, что формации

представляют собой комплекс фаций. Как совершенно справедливо подчеркивает Н. С. Шатский (1955), формация — это ни в коем случае не «фация высшего порядка»; более того, «фация понятие более общее», в то время как формация понятие прежде всего тектоническое. Справедливость этих выводов хорошо видна при рассмотрении этой проблемы в применении к магматическим породам. В пределах одних и тех же фациальных групп и фаций, например эфузивных и субвуликанических пород, гипабиссальных, мезоабиссальных, могут находиться самые различные формации. В пределах же той или иной формации, например трапповой и порфировой, имеются породы эфузивной, субвуликанической и гипабиссальной фаций.

Кроме магматических формаций, выделяются осадочно-вулканогенные и вулканогенно-осадочные и, наконец, существенно осадочные формации, в которых вулканогенный материал может присутствовать в весьма незначительных, либо даже ничтожных количествах. Таким образом, в природе могут наблюдаться постепенные переходы от формаций чисто вулканогенных к формациям чисто осадочным. Следовательно, в закономерных парагенетических ассоциациях пород, составляющих формацию, могут присутствовать образования весьма разного происхождения как осадочного, так и магматического. Даже в собственно магматических формациях могут присутствовать породы различного генезиса, например пирокластические, эфузивные, субвуликанические.

В ряде случаев в осадочно-вулканогенных формациях раздельно рассматриваются их магматические и осадочные компоненты и этим отдельным частям придается наименование различных формаций, что методически неверно. При таком подходе закономерный парагенезис вулканических и осадочных пород искусственно разрывается на две части и, следовательно, нарушаются сам принцип выделения формаций.

В магматических формациях так же, как и в осадочных, следуя Н. С. Шатскому (1960), необходимо различать патрические («свои») типичные компоненты и аллофильные («чужие»), характерные для соседней формации. Аллофильные компоненты широко развиты при интенсивном проявлении контаминации и асимиляции в интрузивных породах и при переходах различных вулканогенных либо вулканогенно-садочных формаций друг в друга.

Важнейшей особенностью формаций является их повторяемость в структурах однотипного характера на определенных этапах развития. На основании именно этого признака возможно выделение самостоятельных формаций и их отделение от парагенезисов, которые проявляются лишь в отдельных провинциях и имеют частный характер. Весьма сходные формации появляются в однотипных структурах не только одного, но также и разного геологического возраста. Наряду с этим выявляется и другая закономерность, заключающаяся в исторической изменчивости формаций, которая отображает необратимый характер геологического развития земной коры.

В разных формациях эта историческая изменчивость сказывается в различной степени. Кроме того, обычными средствами геологического изучения формаций сравнительно незначительные их изменения не всегда могут быть выявлены. Здесь необходимы весьма детальные и тонкие петрологические и геохимические исследования. Совершенно естественно, что отличия в формациях тем больше, чем больше разделяющий их интервал времени.

Весьма специфичны многие магматические и вулканогенно-осадочные формации докембрия. В них улавливаются лишь определенные признаки аналогии с формациями более поздних этапов развития Земли. Обычный интенсивный метаморфизм этих формаций естественно, затрудняет выяснение их первичных черт. Так, по данным Н. С. Шатского (1954), гондитовая докембрийская формация является аналогом кремнисто-сланцевой формации, связанной с вулканогенной формацией основного ряда. Обе формации характерны и для более поздних эпох.

Некоторые магматические и осадочно-вулканогенные формации типичны лишь для определенных отрезков геологической истории развития земной коры.

Так, например, формация специфических апортозитов с характерным для них титаномагнетитовым оруденением развита в докембрии главным образом в протерозое и весьма редко встречается в более молодых образованиях.

Формация алмазоносных кимберлитов, наоборот, известна только в мезозое и, возможно, в конце палеозоя. Алмазы, находящиеся в древних россыпях, судя по имеющимся данным, были связаны с какой-то иной формацией магматических пород.

Формация ультраосновных — щелочных пород, с которой связаны карбонатиты, широкое развитие приобретает лишь в мезозое и кайнозое.

Формации, типичные для различных по своему характеру крупных тектонических структур, в ряде случаев близки по совокупности петрографических особенностей; весьма сходные по своим характерным чертам парагенетические ассоциации образуются, следовательно, в результате различного течения геологического процесса, и таким образом проявляется конвергенция формационных признаков. Это явление особенно характерно для гранитов, что хорошо показал Ю. А. Кузнецов (1961). Однако случаи конвергенции формаций не так часты.

Как совершенно справедливо подчеркнул Н. П. Херасков (1952), понятие «геологическая формация» и в том числе, естественно, магматическая, имеет два значения.

1. Формация как конкретная ассоциация горных пород, занимающих определенное место в пространстве и во времени; например, олонецкая диабазовая формация, сибирская траповая формация, формация щелочных интрузий Кольского полуострова и т. д.

2. Формация как некоторая абстракция, как формационный тип.

Ю. А. Кузнецов, рассматривая это положение, предлагает конкретные магматические формации называть магматическими комплексами, сохранив термин «магматическая формация» за формационным типом. Он подчеркивает, что конкретные магматические формации, обладающие принципиальным сходством и являющиеся образованием однотипных тектонических зон и эпох, разумеется, отличаются в деталях, что определяется индивидуальными особенностями каждой зоны или эпохи, в которой происходит их формирование. Однако это не мешает относить их к одному формационному типу. Термин «магматический комплекс» (интрузивный, вулканогенный) уже достаточноочно прочно вошел в научный геологический обиход, но ему придается в ряде случаев различный смысл. Авторы считают, что этим названием следует именовать лишь конкретные магматические формации, как это предложено Ю. А. Кузнецовым.

Н. С. Шатский неоднократно подчеркивал, что различные формации устанавливаются эмпирически по постоянной повторяемости одних и тех же или принципиально близких ассоциаций горных пород в однообразных тектонических условиях в различные геологические периоды. Это послужило поводом для упреков в адрес Н. С. Шатского и его последователей в «эмпиризме».

В данном случае следует различать две стороны проблемы. Выделять формации необходимо эмпирически, а не на основании тех или иных общих петролого-генетических, либо тектонических соображений. При выделении последним, в значительной мере абстрактным методом, который еще достаточно широко распространен, формации теряют свою конкретность, а формационный анализ — действенность.

Выделенные эмпирическим методом формации в дальнейшем следует подвергнуть углубленному генетическому анализу, что должно являться совместной задачей петрологии и тектоники. Для металлогенического анализа магматических и связанных с ними формаций наиболее важно установление особенностей пространственного сочетания магматических и осадочно-вулканогенных формаций с рудными формациями.

Границы магматических формаций очень часто несколько неопределены. Это характерно не только для вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций с их сложными взаимопередачами, но и для интрузивных. В состав интрузивных формаций должен включаться не только комплекс самих изверженных масс, но и зоны контактово-измененных пород, которые дают ценный материал для анализа глубинности интрузивных процессов.

Выделение интрузивных формаций встречает часто весьма значительные трудности.

Как отметил Н. П. Херасков (1958), на одной и той же площади возможно развитие нескольких интрузивных формаций, определение геологического возраста которых в ряде случаев затруднительно.

Каждая из интрузивных формаций уходит на значительные глубины, в связи с чем удается наблюдать лишь ее небольшую часть

в том или ином конкретном эрозионном срезе; «можно не сомневаться, что сейчас исследователи часто принуждены относить к различным формациям разные эрозионные члены одной и той же формации». (Херасков, 1958).

С определенной магматической формацией, как уже отмечалось, обычно связаны одна или несколько конкретных рудных формаций. Вопрос о рудных формациях имеет особое значение для металлогенического анализа.

Под рудной формацией, по С. С. Смирнову, следует понимать ряд месторождений полезных ископаемых с близкими минеральными ассоциациями, сформированных в сходной геологической обстановке, независимо от возраста оруденения.

Металлогеническое их значение определяется прежде всего тем, что именно сочетание определенных рудных формаций, а не тех или иных полезных ископаемых, определяет металлогенический профиль рудных районов, в пределах которых развиты определенные магматические формации. В связи с этим теряет свое значение применение терминов железорудный, меднорудный, оловорудный и т. д. пояс или зона, так как различные формации железорудных, медных или оловянных месторождений приурочены к определенным типам тектонических структур и очень редко встречаются в других типах структур.

## 2. ФАЦИИ ГЛУБИННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И МАГМАТОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Огромный фактический материал, который накопился к настоящему времени, подтверждает основные положения, выдвинутые М. А. Усовым и С. С. Смирновым и развитые затем многими другими исследователями о том, что рудные месторождения связаны с изверженными породами самых различных фаций глубинности и что соответственно должны быть выделены фации глубинности рудных месторождений.

Как отметил М. А. Усов (1924), абиссальные интрузии, застывая среди прогретых пород и удерживая свои газы, очень медленно и спокойно проходят процесс дифференциации, кристаллизации и охлаждения, в отличие от интрузий гипабиссальной фации, которые сравнительно быстро проходят эти стадии. В ряде случаев определенные типы месторождений полезных ископаемых формируются лишь в условиях ограниченных глубин и связаны с магматическими породами определенных фаций. Так, например, редкоземельные и мусковитовые пегматиты формируются исключительно на больших глубинах, часто превышающих 5—8 км; пегматиты, несущие промышленное литиевое, бериллиевое и tantalовое оруденение, возникают на глубинах примерно от 4 до 6 км (Гинзбург, Родионов, 1960); промышленные месторождения флогопита формируются на

глубинах более 8—10 км; месторождения серы, связанные с вулканической деятельностью, — на глубинах обычно не более 0,5 км от поверхности и т.д.

Определение глубины формирования рудных месторождений часто имеет важное значение для их оценки, методов разведки и обогащения. Так, например, золоторудные месторождения, сформированные в условиях больших и средних глубин, характеризуются относительно простым минеральным составом и довольно равномерным, но обычно сравнительно низким содержанием золота. Последнее встречается здесь исключительно в виде самородного золота высокой пробы. Золоторудные месторождения, возникшие на малой глубине от дневной поверхности, отличаются сложным минеральным составом и весьма неравномерным содержанием золота. Зоны с бедным содержанием золота часто сменяются участками с необычайно высоким содержанием металла, известными под названием бонанцев, кустов или рудных столбов. Самородное золото здесь обычно низко-пробное и иногда представлено электрумом. Кроме самородного золота, в этих месторождениях также встречаются и иногда в значительных количествах теллуриды и селениды золота (Линдгрен, 1934).

Крупнейшая заслуга в разработке учения о фациях глубинности магматических пород принадлежит М. А. Усову, который посвятил этой проблеме ряд своих работ (Усов, 1924, 1932, 1933, 1935, 1937). Он выделил экструзивную грушевую фацию, в которую включил поверхностную, подводную и жерловую фации; гипабиссальную группу фаций, состоящую из силлово-лакколитовой и штоковой фаций; абиссальную группу фаций и дайковые ахистовые породы. Кроме того, он выделил еще фацию средних глубин, к которой, в частности, отнес щелочные породы грабена Осло, сформированные, по данным В. Гольдшмидта, на глубине несколько более 1500 м.

Каждой из этих групп фаций М. А. Усов дал четкую характеристику с подробным указанием минералогических, структурных и текстурных особенностей пород.

Д. С. Коржинский (1940), отметив правильность основных признаков фаций магматических пород, выделенных М. А. Усовым, сделал вместе с тем существенные замечания, которые подчеркивают, что ряд минералогических особенностей интрузивных пород не характерен для определенных фаций. В этой же работе Д. С. Коржинский выделил и теоретически обосновал шесть фаций глубинности для продуктов контактового метаморфизма кальцийсодержащих пород.

Следующий этап в развитии представлений о фациях магматических пород связан с работой Ю. А. Кузнецова (1949). Этот исследователь, развивая представления М. А. Усова, выделил несколько фаций и субфаций магматических пород, которые приводятся в табл. 1.

Ю. А. Кузнецов отметил, что для расчленения магматических пород на фации главное значение имеют не особенности минераль-

Таблица 1

**Фации и субфации магматических пород**

Фации	Субфации
I. Экструзивная	Наземная Подводная Жерловая
II. Гипабиссальная	Силлово-лакколитовая Штоковая Дайковая Лополитовая
III. Мезоабиссальная	Батолито-лакколитовая Штоковая Акмолитовая Дайковая Сerpентинитовых интрузий
IV. Абиссальная	Акмолито-мигматитовая Дайковая
V. Ультраабиссальная (чарнокитовая)	Аллохтонная Автохтонная

ного состава и даже структур пород, а характер контактового метаморфизма и форма магматических тел.

В 1952 г. была опубликована статья В. К. Монича, посвященная фациям кислых магматических пород Казахстана. В ней предлагаются следующая классификация фаций этих пород.

#### I. Поверхностные

- 1) наземная эфузивная, 2) наземная экструзивная, 3) околовулканическая, 4) подводная вулканическая.

#### II. Приповерхностные

- 1) жерловая, 2) малых интрузий, 3) жильная.

#### III. Гипабиссальные, или малоглубинные

- 1) плутоническая, 2) малых интрузий, 3) жильная.

#### IV. Среднеглубинные

- 1) плутоническая, 2) малых интрузий, 3) жильная.

#### V. Глубинные

- 1) существенно плутоническая, 2) плутонически-мигматитовая; 3) жильная

#### VI. Крайнеглубинные

- 1) чарнокитовая парагнейсовая, 2) чарнокитовая ортогнейсовая.

Ю. А. Кузнецов (1960) впервые предложил классификацию фаций раздельно для продуктов гранитоидных, гипербазитовых, базальтоидных и щелочных магм.

Кроме работ, рассмотренных выше, специально посвященных изучению фаций магматических образований, важные положения, касающиеся этой проблемы, высказаны еще в ряде трудов. «Под

фацией магматических пород — по Г. Д. Афанасьеву (1952) — понимается совокупность пород, образующих геологические тела определенной формы, специфические особенности которых вызваны условиями формирования их в зависимости от пространственного положения по отношению к поверхности земной коры и к kontaktам с боковыми породами».

Ю. А. Билибин (1959) под фацией интрузивных пород также понимал совокупность признаков, которые определяются как геологической структурой, так и глубиной их формирования.

В. Н. Котляр (1955) среди магматических образований по глубине их формирования выделял интрузивно-метасоматические комплексы, сформировавшиеся в абиссальных условиях, интрузивные, характерные для средних структурных ярусов, эффузивно-интрузивные для верхних структурных ярусов и эффузивные.

С иных позиций дается определение фаций магматических пород Ф. Ю. Левинсон-Лессингом и Э. А. Струве (1932). Под фациями эти исследователи понимают «различные продукты одной и той же магмы, образовавшиеся путем расщепления и отличающиеся друг от друга или структурой или составом». Однако Ф. Ю. Левинсон-Лессинг вкладывал и другое понимание в термин фаций магматических пород, так как в его общей классификации выделяются изверженные породы глубинной (абиссальной) или интрузивной фации и эффузивной фации. При более подробной характеристике интрузивных пород Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1931) со ссылкой на Бреггера и других авторов выделяет группу гипабиссальных пород, относя к ним «те интрузивные образования, которые, как, например, многие дайки или небольшие интрузивные массивы, кристаллизовались близко от земной поверхности». От подобных образований Ф. Ю. Левинсон-Лессинг отделяет интрузивные образования, которые «связаны с подводными эффузиями и представляют собой часть магмы таких подводных извержений, которые не выливались на дно моря, а проникали в рыхлые морские отложения и застывали в них». Эти образования он называет «субинтрузивными». Таким образом, в работах Ф. Ю. Левинсон-Лессинга с одной стороны фациями именуются продукты магмы, отличающиеся по составу или структуре, а с другой стороны фации подразделяются в связи с различиями в глубине их формирования. Двойное толкование фаций характерно и для В. С. Коптева-Дворникова (1952, 1955, 1959), который выделяет фации по условиям образования магматических пород, связанных с глубинностью и отношением к kontaktам; однако этим же термином В. С. Коптев-Дворников называет различные части магматических комплексов, подразделяя их на «главную фацию», «фацию сателлитов», «фацию эндоконтактов» и т. д.

Три разновидности фаций выделяет Н. Д. Соболев (1960): 1) батосфации, которые определяются глубиной формирования магматических тел от земной поверхности; 2) катасфации — части магматического комплекса, отличающиеся специфическими особенностями, обусловленными пространственным их положением отно-

сительно самого магматического тела, либо вмещающих пород; они определяются в основном по сумме текстурно-структурных признаков; 3) или фации — разновидности магматического комплекса, отличающиеся вещественным составом горных пород; эти отличия обусловливаются дифференциацией, ассиляцией, гибридизмом и другими процессами.

Катасфазы и илифации, как указывает Н. Д. Соболев, во многих случаях пространственно совпадают, и тогда, естественно, раздельно выделять их нет смысла.

Ф. К. Шипулин (1957, 1962) применяет термин фации в том смысле, который придавался ему Ю. Ф. Левинсон-Лессингом и Э. А. Струве, уточняя лишь, что магматические породы, представляющие фациальные разновидности, должны быть связаны постепенными переходами.

Приведенные выше данные показывают, что в толковании термина «фация магматических пород» наметилось три направления.

1. Наибольшее число исследователей понимает под термином «магматическая фация» совокупность свойств изверженных пород, определяемых условиями их формирования, причем главным фактором является глубина их образования.

2. Ряд исследователей придают двоякий смысл этому термину, выделяя фации по глубинности с одной стороны и по составу и структурным признакам — с другой (либо даже раздельно по составу и структурным особенностям).

3. Наконец, третья группа исследователей принимает точку зрения Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и Э. А. Струве (1932).

Для целей металлогенического анализа рационально применять первое понимание понятия магматических фаций. Геологические условия среды, в которой происходит формирование магматических комплексов, определяют многие важнейшие особенности как самих магматических образований, так и контактового воздействия на вмещающие породы и характера постмагматических процессов. Главнейшим фактором здесь является глубинность, хотя и целый ряд других моментов, как это подчеркивалось выше, играет существенную роль.

Проблема глубины образования месторождений полезных ископаемых в первой четверти нашего столетия была поднята В. Линдгреном, выделившим, в частности, среди гидротермальных месторождений гипо-, мезо- и эптермальные. Однако уже вскоре советскими и американскими геологами было установлено, что эти три группы, которые по идее В. Линдгрена должны отражать как температуру, так и глубину образования месторождений, по-существу, отражают лишь температуру. Среди советских ученых значение вопроса о глубине формирования рудных месторождений неоднократно подчеркивалось В. А. Обручевым (1935); С. С. Смирнов (1947) при составлении классификации магматогенных месторождений выдвигал в качестве одного из главных критериев глубину их формирования.

П. М. Татаринов и И. Г. Магакьян (1949) выделяли две группы постмагматических месторождений по глубине их образования и охарактеризовали диагностические признаки руд месторождений умеренных и частью значительных глубин и месторождений малых глубин, образовавшихся на глубинах менее 1 км.

В последние годы проблемам глубинности месторождений был посвящен целый ряд интересных исследований, среди которых необходимо прежде всего упомянуть работы А. Г. Бетехтина, В. М. Крейтера, Д. С. Коржинского, А. И. Гинзбурга и Г. Г. Родионова и В. Н. Котляра.

Весьма важное значение имеет работа А. Г. Бетехтина (1953), посвященная гидротермальным растворам и, в частности, вопросам режима серы и кислорода в этих растворах. На основании физико-химических исследований и минералогического изучения рудных месторождений, А. Г. Бетехтин выделил целый ряд минералов (пиритин, пирит, гематит, барит и др.), широкое развитие которых свидетельствует о высоком или низком кислородном потенциале и, следовательно, о формировании руд либо на незначительных глубинах, в области свободного доступа кислорода и окислительной обстановки, либо на значительных глубинах в существенно отличных условиях.

В. М. Крейтер (1956) разработал вопросы структурной зональности, сущность которой заключается в том, что характер и типы рудовмещающих трещин меняются в зависимости от глубины их образования.

Трещины разрыва, а также все типы трещин оперения возникают преимущественно в условиях малых глубин; трещины же скальвания, образующиеся в условиях малых глубин, выполнены брекчированными породами; последние на большей глубине сменяются сначала глинкой трения, а затем зонами кливажа.

Д. С. Коржинский (1961) рассмотрел вопрос зависимости метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях. На основании закономерностей локализации тех или иных минеральных новообразований при поступлканических процессах, а также теоретических расчетов о поведении воды и углекислоты при метаморфизме он пришел к выводу о возможности по минеральному составу новообразований определять глубины их возникновения. В результате исследований минеральных ассоциаций Д. С. Коржинский выделил пять фаций глубинности, охарактеризовав каждую из них по наличию ряда минералов:

- 1) поверхностная вулканическая;
- 2) приповерхностная вулканическая (до глубины 200 м);
- 3) субвулканическая (до глубины 1 км);
- 4) гипабиссальная;
- 5) абиссальная;

А. И. Гинзбург и Г. Г. Родионов (1960) установили, что разные типы пегматитов формируются в обстановке существенно раз-

личных глубин. Ими выделяются следующие типы пегматитов и указывается ориентировочная глубина формирования каждого из них:

- 1) хрусталеносные (миароловые) — около 3,5 км;
- 2) редкометальные (тантало-бериллий-литиевые) — 4—6 км;
- 3) мусковитовые — 5—8 км;
- 4) редкоземельные (ортитовые, монацитовые) — 8—9 км.

Из зарубежных исследователей проблемой глубины формирования руд, кроме широко известных классификаций П. Ниггли и Г. Шнейдерхена, в которых глубина возникновения месторождений является одним из классификационных признаков, занимались Х. Борхерт (Barchert, 1951) и Е. Садецки-Кардоши (Sadecky-Kardess, 1957). Последний делит все эндогенные месторождения на три группы:

- 1) субвуликанические (0—2 км);
- 2) plutонические (2—3 км);
- 3) абиссальные (5—15 км).

В качестве критериев для определения той или иной глубины формирования интрузивных пород и связанных с ними эндогенных месторождений, кроме непосредственного вычисления мощности покрывающих месторождение пород в момент образования месторождения, Е. Садецки-Кардоши предлагает следующие.

1. Степень кристалличности магматических пород с учетом пропретости вмещающих пород, вязкости магмы, гравитационного разделения минералов и их перемешивания и т. д.

2. Интенсивность изменения вмещающих пород.

3. Характер некоторых минеральных образований, связанных с интрузивами, и в частности развитие пегматитов, скарнов и т. д.

4. Происхождение рудных тел (трещинные — относительно близповерхностные, сложные метасоматические залежи более глубинные и др.).

5. Ряды ионизации минералов и химических элементов с изменчивой валентностью. По степени ионизации Е. Садецки-Кардоши выделяет четыре типа соединений:

1) совершенно не ионизированные — самородные элементы;

2) слабо ионизированные — арсениды и антимониды с малым значением связи;

3) относительно сильно ионизированные (с большим значением связи и наименьшим количеством серы) — моносульфиды;

4) сильно ионизированные — сульфоарсениды и сульфоантимониды, а также окисленные — монокси菲尔ные и сложные окси菲尔ные соединения (сульфаты, карбонаты и соединения, содержащие кристаллизационную воду).

Е. Садецки-Кардоши считает, что степень ионизации обратно пропорциональна глубине образования месторождения. Однако с последним выводом нельзя согласиться, так как он часто находится в противоречии с геологическими наблюдениями.

На современной стадии изученности авторы считают рациональным выделение групп и подгрупп фаций магматических пород и связанных с ними месторождений, приведенных в табл. 2.

Таблица 2  
Группы и подгруппы фаций магматических пород

Группа фаций	Подгруппа фаций	Ориентировочная глубина формирования, км
I. Акроабиссальная	a) Поверхностная и близповерхностная б) Более глубинная	0,5 0,5—1
II. Гипабиссальная		1—2
III. Мезоабиссальная	a) Менее глубинная б) Более глубинная	2—3,5 3,5—6
IV. Абиссальная		6—8
V. Ультраабиссальная		8—10

Глубина образования магматических пород и рудных месторождений в хорошо изученных районах может быть определена при реконструкции мощности покрывавших их отложений в период формирования массивов или рудных тел.

В качестве примеров работ этого типа следует привести исследования Н. М. Синицына (1959), установившего глубину формирования ртутно-сурьмянных месторождений Южной Ферганы, Г. Г. Грушкина (1961), определившего глубину становления флюоритовых месторождений Чаткальского и Кураминского рудных районов, И. П. Кушнарева (1961), выяснившего глубину образования различных эндогенных месторождений Кураминской структурно-фацальной зоны, и т. д.

С меньшей степенью точности эта глубина может быть выяснена косвенным путем, по особенностям состава и строения магматических пород и руд, обусловленным их формированием в различных условиях глубинности.

Авторы отдают себе отчет, что предлагаемая ими сравнительно дробная группировка фаций глубинности магматических пород и руд является дискуссионной, однако они считают, что накопленный фактический материал позволяет предложить этот вариант группировки.

По нашему мнению, имеющийся сейчас фактический материал дает право выделять единые группы и подгруппы фаций для магматических пород и связанных с ними месторождений. Выделение единых фаций глубинности для магматических пород и месторождений будет справедливо не только в случае генетической, но и в слу-

чае парагенетической связи между ними. В последнем случае, как это подчеркнул С. С. Смирнов (1947), рудные растворы, формирующиеся в глубинных частях магматического очага, поднимаются в зону, где развиты интрузии определенных фаций и в основном только в этой зоне оставляют главную часть своего полезного груза. Таким образом, и в этом случае магматические породы и рудные месторождения определенной структурной зоны, связанные между собой парагенетически, будут принадлежать к одной и той же фации глубинности за исключением, быть может, лишь некоторых низкотемпературных месторождений, расположенных значительно выше кровли гранитов. В настоящее время уже существуют достаточно объективные критерии, которые позволяют вопрос о глубине формирования интрузивных пород и руд решать раздельно, на основании разных признаков, а не так, как это часто делалось раньше — с помощью установления генетической связи месторождений с интрузиями.

Приведенные выше глубины формирования магматических пород и руд следует считать сугубо ориентировочными и не только потому, что мы имеем еще слишком мало определений действительной глубины формирования отдельных массивов интрузивных пород и рудных месторождений, но и в связи с тем что геологическая обстановка застывания интрузий и формирования руд иногда приводит к существенному изменению тех минералогических и структурных особенностей, которые мы часто используем как показатели определенной глубины формирования.

Особенно это касается образований гипабиссальной и мезоабиссальной группы фаций. Так, при формировании интрузий на глубине 1—2 км в случае сравнительно больших размеров магматического бассейна и плохо проницаемой кровли гранитоиды несут ряд особенностей состава и структуры, характерных для более глубинных фаций. В случае малых размеров массивов при условии сильной трещиноватости пород кровли, обусловливающей резкое падение давления и вынос минерализаторов, магматические породы гипабиссальной и мезоабиссальной фации могут приобрести особенности субвулканических образований. Степень трещиноватости и пористости пород кровли также в определенных пределах меняет «фациальный облик» рудных месторождений.

Однако все высказанное принципиально не изменяет оценки критериев глубинности магматических пород и руд и лишь заставляет подходить к этим критериям с учетом конкретной геологической обстановки формирования определенных массивов и месторождений.

Ниже нами излагаются преимущественно данные о фациях глубинности пород кислого состава и связанных с ними месторождений. Признаки глубинности основных и щелочных пород и ассоциирующихся с ними месторождений полезных ископаемых менее изучены и поэтому охарактеризованы более кратко в заключительной части настоящего раздела.

## Фации глубинности кислых пород

### Акроабиссальная группа фаций

Поверхностная и близповерхностная подгруппа. Характерной особенностью пород этой подгруппы, слагающих покровы, потоки, купола и связанные с ними некки, дайки и штоки, является тесная пространственная связь с туфами и туффитами. Наиболее типичными структурами эфузивных пород кислого ряда являются стекловатые порфировые и фельзитовые структуры и пористые текстуры. Явления контактового и регионального метаморфизма вмещающих пород отсутствуют, однако процессы автометасоматоза часто пользуются широким распространением. Среди них, как указывает Д. С. Коржинский (1961), преобладающим развитием пользуются процессы опализации, осернения, аргиллизации и алунитизации.

Широко распространенными рудовмещающими структурами являются невыдержаные трещины разрыва. Рудные тела обычно характеризуются вкрапленными текстурами; иногда широко развиты колломорфные структуры и текстуры. В качестве примеров месторождений этой подгруппы можно указать серные и ртутные месторождения Камчатки, месторождения алунита в Азербайджане и Закарпатье.

Более глубинная подгруппа. Сюда мы относим продукты вулканических излияний и извержений, застывшие на некоторой глубине от поверхности и в связи с этим обладающие рядом особенностей, отличающих их от образований поверхностной подгруппы фаций. Наиболее характерные формы залегания пород этой подгруппы — лакколиты, силлы, дайки, штоки и трубы, часто представляющие собой жерловые образования. Состав пород весьма разнообразен, но в целом все же преобладают породы кислого и среднего, реже основного и ультраосновного — щелочного состава, ассоциирующиеся с лавобрекчиями и туфоагломератами. В кислых породах преобладают порфировые и гранит-порфировые структуры, для пород основного состава этой подгруппы характерны офитовые структуры. Текстуры пород массивные, реже миаролитовые. Широко распространены дайки, представляющие собой корни вулканов. Контактовый метаморфизм обычно проявлен слабо, в виде узкой каймы оплавленных вмещающих пород. В контактах пород этой подгруппы с известняками скарны отсутствуют, но иногда присутствуют своеобразные минеральные образования ларнит-мервинитовой фации (Коржинский, 1940).

В краевых частях магматических тел кислого состава наблюдается широкая кайма криптокристаллических и стекловатых структур.

Наиболее характерными метасоматическими процессами для этой подгруппы, как указывает Д. С. Коржинский (1961), являются низкотемпературная пропилитизация (с образованием ассоциации

кальцит + хлорит), а также адуляризация и цеолитизация полевых шпатов.

На Камчатке, по данным М. М. Василевского (1962), этой подгруппе, вероятно, отвечают зоны пропилитов и вторичных кварцитов.

Среди рудовмещающих структур рудных месторождений этой подгруппы наиболее характерны открытые трещины, образование которых связано с существенным объемным расширением пород. В частности, широко распространены здесь трещины разрыва, а также различные типы трещин оперения и сетчатые зоны штокверков.

В. Н. Котляр (1961) подчеркивает, что для месторождений этой подгруппы характерны различные жерловые структуры. Особенно широко распространены конические, кольцевые, трубчатые, радиально-трещинные и другие, а также структуры внутриминерализационного обрушения.

Как указывают В. Н. Котляр и М. А. Фаворская (1962), общей особенностью состава руд месторождений, связанных с субвуликаническими породами, является широкое развитие минеральных парагенезисов, для которых характерно присутствие отдельных элементов с наивысшей из присущих им валентностей.

Структуры руд, как отмечают многие исследователи, обычно мелкозернистые, очень часто колломорфные. Для сульфидных месторождений этой подгруппы весьма характерным является наличие таких гипогенных минералов, как мельниковит, марказит, вюрцит, гипс, барит, сульфосоли серебра, олова, свинца, сурьмы и т. д. Для золоторудных месторождений этой подгруппы типично наличие, кроме самородного золота, теллуридов и селенидов золота, высокое содержание серебра в самородном золоте. Для месторождений этой подгруппы характерно крайне неравномерное содержание металлов. Руды часто носят телескопированный характер.

В. Н. Котляр (1961) указывает комплекс косвенных признаков, свидетельствующих о малой глубине образования ряда рудных месторождений, связанных с субвуликаническими интрузивами. Среди этих признаков особого упоминания заслуживают следующие.

#### I. Характер магматических пород:

1) вулканические жерла и эруптивные брекчии;  
2) эффузивно-интрузивные комплексы, состоящие из эффузивов и субвуликанических интрузивных тел;

3) четко выраженные субвуликанические интрузивы, проявленные в виде силловых, лакколитоподобных, конических, кольцевых и других тел, представленных породами с порфировыми и флюидальными структурами;

4) наличие малых резко гипабиссальных или субвуликанических интрузивов, в составе которых участвуют такие абиссофобные минералы, как санидин, анортоклаз, лейцит и др.

5) характер ксенолитов в интрузивных телах, степень их переработки и оплавленности.

II. Характер метаморфизма вмещающих пород; в частности для близповерхностных условий характерны процессы пропилитизации, цеолитизации, адуляризации, образование вторичных кварцитов, аргиллизации, каолинизации и алунитизации.

III. Характер минеральных ассоциаций руд. Наиболее типичными ассоциациями, указывающими на близповерхностные условия образования, являются следующие комплексы:

- 1) с интенсивным развитием гипогенных сульфатов;
- 2) с интенсивным развитием сульфосолей;
- 3) с широким развитием гематита и гипогенного гетита;
- 4) со значительным развитием теллуридов и селенидов.

IV. Наличие  $\text{CO}_2$  в газово-жидких включениях минералов.

В качестве примера месторождений этой подгруппы прежде всего следует привести месторождения так называемой «юной золото-серебряной формации», например месторождения Крипль-Крик (Колорадо) и Гольдфильд (Невада) в Соединенных Штатах, а также Байя-Маре и Байя-Ариешь в Карпатах (Румыния). Сюда же относятся и некоторые оловорудные месторождения, связанные с корнями вулканических извержений и в частности Хинганское месторождение (СССР) и некоторые месторождения Южной Боливии (Оруро и др.).

К этой же подгруппе фаций глубинности В. Н. Котляр и М. А. Фаворская (1962) относят некоторые колчеданные и колчеданно-баритовые, медно-цеолитовые и некоторые сурьмяно-рутутные месторождения.

### *Гипабиссальная группа фаций*

К этой группе относятся интрузивные породы, формировавшиеся в условиях малых глубин (1—2 км). Преобладающими формами гипабиссальных интрузий являются штоки, дайки, плитообразные залежи, сложенные кислыми, средними, реже щелочными породами. Структуры кислых и средних пород — в основном гранит-порфировая и мелкокристаллическая гранитная. Особенно широко распространены массивные текстуры; для гипабиссальной группы фаций характерны жильные породы, представленные главным образом гранит-порфирами, лампрофирами и некоторыми другими породами. Иногда развиты миароловые пегматиты. Другой особенностью этой группы фаций является проявление процессов контактового метаморфизма в гипабиссальных условиях. Породы, вмещающие гранитоидные тела гипабиссальной фации, вблизи контактов превращены в кварц-эпидотовые, кварцальбитовые и другие низкотемпературные роговики, ширина ореола которых обычно колеблется от нескольких метров до нескольких десятков метров. В контактах с известняками развита геленитмонтичеллитовая ассоциация (Коржинский, 1940).

В то время как магматические породы акроабиссальной группы фаций обычно изливаются на породы, не затронутые процессами

регионального метаморфизма, интрузивы гипабиссальной группы фаций часто располагаются среди отложений, подвергшихся региональному метаморфизму. Метаморфизм этих отложений чаще всего относится к фации зеленых сланцев (мусковито-хлоритовая субфация).

Характерной особенностью рассматриваемых образований является также широкое развитие порфировых и гранит-порфировых структур в породах, слагающих эндоконтактовые зоны массивов гранитоидов, причем ширина этих зон иногда достигает нескольких десятков метров.

Для рудных месторождений гипабиссальной группы характерны специфические метасоматические процессы. Если вмещающие породы представлены вулканогенными толщами, то в этом случае по данным Д. С. Коржинского (1961), характерны процессы среднетемпературной пропилитизации с устойчивой ассоциацией актинолит + эпидот + хлорит, а полевые шпаты будут подвергаться процессам альбитизации и серицитизации. Если же вмещающие породы представлены известняками, то в контактовых зонах возникают известково-силикатные скарны — пироксено-гранатовые и пироксено-эпидотовые с широким развитием марганцово-пироксеновых скарнов (Жариков, 1959). Часто эти скарны изменены под влиянием более поздних гидротермальных процессов. Это обстоятельство обуславливает широкое распространение в них хлорита, эпидота, цоизита, амфиболя и других минералов, содержащих гидроксильную группу.

Рудовмещающими структурами месторождений этой подгруппы также часто являются трещины, сформированные в условиях деформации пород на малых глубинах, и в частности трещины разрыва, различные типы трещин оперения, зоны штокверков и т. д. Однако наряду с этим здесь уже много трещин скальвания с брекчиями и глинками трения. Среди структур руд широко распространены мелкозернистые, часто метаколлоидные, а также кокардовые и крустификационные структуры и текстуры. Характерны эмульсионные структуры распада твердых растворов (Горжевский, 1959). В сульфидных рудах распространены гипогенный марказит, гематит, блеклые руды, барит, реже теллуристые соединения золота, серебра и свинца. Руды обычно имеют сложный минеральный состав и характеризуются неравномерным распределением металлов. Среди большого числа типов рудных месторождений, характерных для этой группы фаций, в качестве примеров можно привести медно-колчеданные месторождения Урала (Блява, Сибай, Яман-Гасы), некоторые полиметаллические месторождения Рудного Алтая (Змеиногорское, Заводинское, Николаевское) и др.

К этой же фации глубинности, по данным Д. С. Коржинского (1961), относятся месторождения меднопорфировых руд Центрального Казахстана и скарново-медные месторождения Турьинских рудников на Урале. Возможно, что сюда же относятся некоторые полиметаллические месторождения Карамазара в Средней Азии и в

частности Алтын-Топкан, ряд оловорудных месторождений (Хрустальное, Лифудзин, в Сихотэ-Алине, Унциа-Лалагуа в Боливии и др.), а также часть скарновых месторождений железных (Леспромхозное в Горной Шории) и вольфрамовых руд (некоторые месторождения Кураминского хребта в Средней Азии).

### *Мезоабиссальная группа фаций*

Менее глубинная подгруппа. К этой подгруппе относятся интрузии и минеральные месторождения, сформированные на глубинах порядка 2—3,5 км.

Преобладающими формами этих интрузий являются дискордантные батолиты, крупные штоки и дайки. Наибольшим распространением среди этих пород пользуются гранитоиды, в приконтактовых зонах которых иногда широко распространены гибридные породы. Господствующими структурами пород являются крупно- и средне-зернистые, часто порфировидные. Текстуры обычно массивные.

Жильные породы в связи с массивами этой субфации распространены широко и представлены также гранит-порфирами и лампрофирами, к которым присоединяются часто широко распространенные здесь миароловые пегматиты. Контактовые ореолы обычно сложены нормальными контактовыми роговиками, среди которых встречаются биотитовые, биотит-роговообманковые и роговообманково-пироксеновые. Осадочные образования, вмещающие интрузивы этой субфации, часто регионально метаморфизованы и относятся по степени регионального метаморфизма к фации зеленых сланцев (биотит-хлоритовая субфация). Ширина ореолов часто весьма значительная и иногда достигает 1—2 км. В известняках и доломитах возникают образования периклазовой фации (Коржинский, 1940). Эндоконтактовые изменения структур интрузивных пород также обычны и выражаются в развитии вблизи контактов зон мелкозернистых, реже порфировых пород. Ширина этих зон обычно измеряется метрами, иногда десятками метров.

Метасоматические процессы, связанные с описываемой фацией, проявляются в возникновении высокотемпературных пропилитов с развитием цоизита и клиноцоизита. В контактах с известняками образуются пироксено-гранатовые (безмарганцовистые) и волластонитовые скарны, часто претерпевшие последующую гидротермальную переработку.

Широко распространенные в этой фации минеральные месторождения обычно приурочены к трещинам скалывания, выполненным глиной трения, значительно реже к трещинам разрыва и оперения. Преобладают руды массивной текстуры и кристаллической структуры, развиты также петельчатые и решетчатые структуры дистектики, распада твердых растворов.

К особенностям минерального состава сульфидных руд этих месторождений следует отнести появление пирротина, мало характер-

ного для гипабиссальных месторождений, а также арсенопирита. Однако в отличие от более глубинной подгруппы здесь пирит и блеклые руды все еще играют ведущую роль. Руды в целом характеризуются более простым минеральным составом (по сравнению с вышеописанными фациями), значительно меньшим развитием сульфосолей, хотя и здесь в ряде случаев образуются достаточно сложные полиметаллические и скарново-полиметаллические ассоциации.

Содержание металлов значительно более равномерное, чем в предыдущих двух группах.

К этой подгруппе принадлежит много типов рудных месторождений. Сюда, видимо, относится большинство полиметаллических месторождений Рудного Алтая — Белоусовское, Березовское, Зыряновское и др. (Горжевский, 1959), некоторые месторождения Карамазара (Чалата). Вероятно, к этой же группе относятся некоторые олововорудные месторождения, например Корноул в Англии, Ононское в Забайкалье, Рудные горы в Чехословакии и ГДР, вольфрамовые месторождения скарновой формации Средней Азии (Лянгар, Койташ и др.) и скарновые железорудные месторождения Горной Шории (за исключением Леспромхозного). Наконец, к этой же субфации глубин, как отмечают А. И. Гинзбург и Г. Г. Родионов (1960), относятся миароловые хрустalenосные пегматиты и, в частности, пегматиты Волыни.

Более глубинная подгруппа. В эту подгруппу мы считаем рациональным включить наиболее глубинные интрузии гранитоидов палеозойских и мезозойских складчатых поясов земной коры. Для некоторых массивов этой группы (например, для Калбинского) определена глубина формирования в пределах 4—6 км (Щерба, Горжевский, 1959; Гинзбург, Родионов, 1960).

Массивы этой подгруппы фаций большей частью имеют форму конкордантных батолитовых и плоскогаралльных тел. По составу они относятся к породам гранитного ряда и отличаются от пород первой подгруппы меньшим развитием гибридных разностей и более кислым составом главной массы интрузивных пород. Структуры этих пород крупнозернистые, часто порфировидные, причем вкрапленники иногда обнаруживают вытянутость в определенном направлении, обусловливая переходы к гнейсовидным текстурам.

Среди жильных пород наиболее широко развиты аплиты и редкометальные (натролитиевые) пегматиты, характерны также гранит-порфиры и лампрофиры. Породы, вмещающие интрузии этой подгруппы глубинности, подвергнуты обычно региональному метаморфизму эпидот-амфиболовой фации.

Ореолы контактово-метаморфизованных пород представлены высокотемпературными андалузитовыми, кордиерит-хиастолитовыми и другими роговиками. Ширина их иногда превышает 2—3 км. В контактах с известняками возникают образования волластонитовой фации (по Д. С. Коржинскому). Изменения структур гранитов вблизи контакта с вмещающими породами, наоборот, не

тически и выражены в виде маломощной каймы мелкозернистых пород. Известково-силикатные скарны мало характерны.

Для гранитных массивов этой фации часто характерно закономерное расположение различных по типу месторождений по отношению к контурам интрузивных тел. Концентрически зональное расположение различных типов оруденения вокруг того или иного конкретного интрузива проявляется сравнительно редко. Чаще зональность выражается в том, что во всем регионе или металлогенической зоне определенные типы месторождений занимают закономерную позицию по отношению к контурам развитых в его пределах гранитоидных интрузивов (региональная горизонтальная зональность) (Козеренко, 1946, 1954).

Ведущими рудовмещающими трещинными структурами являются притертые трещины скальвания и зоны кливажа разлома, а главнейшими структурами руд крупно- и среднекристаллические, имеющие метасоматическое происхождение. В сульфидных рудах пиротин играет равную, а иногда даже ведущую роль по сравнению с пиритом; арсенопирит преобладает над блеклой рудой, а магнетит над гематитом. Руды здесь характеризуются еще более простым составом по сравнению с предшествующей подгруппой и сравнительно равномерным содержанием металлов.

В качестве примеров рудных месторождений этой подгруппы можно привести редкометальные пегматиты, содержащие руды лития, бериллия, tantalа и иногда цезия, олова и некоторых других элементов. Эти редкометальные пегматиты широко распространены в ряде районов Советского Союза.

К этой же фациальной группе рудных месторождений, вероятно, можно отнести некоторые месторождения кассiterито-кварцевой формации и в частности Этыкинское, Ималкинское месторождения Восточного Забайкалья, Чудское и Ленинское месторождения Карабинского хребта в Казахстане и т. д. Сюда же, вероятно, относятся меднопиротиновые месторождения Алтая (Вавилонское и Карчигинское).

Отнесение гранитоидных пород к одной из подгрупп мезоабиссальной группы фаций часто имеет важное значение, так как с каждой из них связан определенный комплекс месторождений. Подобное подразделение также помогает определить закономерности пространственного размещения месторождений по отношению к контурам гранитоидных массивов.

Особенности гранитоидных пород и связанный с ними минерализации в пределах средней части Западного Тянь-Шаня, по данным исследований В. Н. Козеренко (1946, 1947) приведены в табл. 3.

Некоторые гранитоидные интрузивы средней части Западного Тянь-Шаня по своему характеру уже приближаются к интрузиям гипабиссального типа. В разных участках изученной территории эти интрузивы имеют различный геологический возраст — в пределах Северного Тянь-Шаня — каледонский, а в области Южного Тянь-Шаня — герцинский. Однако вне зависимости от этого интру-

Таблица 3

## Особенности гранитоидных пород

Более глубинная подгруппа	Менее глубинная подгруппа
В эндоконтактах возникают мало- мощные зоны мелкозернистых и гранит-порфировых структур. Характерна выдержанность структурных признаков центральных частей массивов и развитие крупнозернистых и среднезернистых структур	В эндоконтактах устанавливаются порфировые и гранофировые структуры и весьма мощные зоны мелкозернистых структур. Характерна невыдержанность структурных признаков даже в центральных частях массивов и развитие мелкозернистых гранит-порфировых структур
На контакте с известняками наблюдаются нормальные скарны (волластонитовой фации) часто значительной мощности	На контакте с известняками, кроме скарновых ассоциаций, выявляются характерные силикатные гидротермальные минералы, часто обильно импрегнированные сульфидами
В качестве жильных дериватов широко развиты пегматиты с различной высокотемпературной рудной минерализацией	Нормальные пегматиты отсутствуют. Часто устанавливаются мелкие миарлитовые микропегматиты
В эндоконтактах интрузивов возникают мощные зоны грэзенизации	В эндоконтактах и ближайших экзоконтактах часто развиваются интенсивные процессы эпидотизации
Плагиоклазы отличаются отсутствием зональности, либо слабым ее проявлением	Плагиоклазы часто характеризуются резкой зональностью
Калишпаты представлены микроклипами с крупными перититовыми вrostками. Интенсивно развиты процессы альбитизации калишпатов	Калиевые шпаты представлены как ортоклазами, так и микроклинами, обычно значительно пелитизированными. Перититы отсутствуют или представлены микроперититовыми вростками. Альбитизация калишпатов в широких масштабах не устанавливается

тивы, близкие по своим фациальным особенностям, несут, как и месторождения, с ними ассоциирующиеся, определенные сходные черты.

*Абиссальная группа фаций*

К этой группе относятся гранитоидные интрузии, расположенные в пределах кристаллических щитов и имеющие большей частью протерозойский возраст. Массивы этих пород характеризуются своеобразной формой и представлены конкордантными акмолитовыми телами, а также зонами сплошной мигматизации. Формирование этих пород и связанных с ними мусковитовых пегматитов, как предполагают А. И. Гинзбург и Г. Г. Родионов, происходило в интервале глубин 5—8 км. Описываемые интрузивные образования по

составу обычно отвечают калиевым гранитам. Структура этих пород чаще всего гранитовая, а текстура массивная, гнейсовидная или полосчатая, обусловленная вытянутостью в одном направлении кристаллов полевых шпатов и биотита.

Жильные породы, связанные с этим гранитами, довольно однородны и представлены аплитами и мусковитовыми пегматитами. Для районов развития интрузий абиссальной глубинности характерна амфиболитовая фация регионального метаморфизма, представленная, как отмечает Ю. А. Кузнецов (1949), кристаллическими сланцами фации гранатовых амфиболитов (гроссуляр-волластонитовой фации по Д. С. Коржинскому). Изменения структуры гранитов вблизи их контакта с вмещающими породами отсутствуют. Метасоматические породы представлены магнезиальными скарнами, с которыми редко связаны промышленные месторождения полезных ископаемых.

Наиболее широко распространенными рудовмещающим и структурами являются зоны интенсивного проявления кливажа течения и разлома. Руды обычно обладают кристаллическими зернистыми структурами и полосчатыми текстурами метасоматического происхождения, сравнительно равномерным содержанием полезных компонентов, простым составом и слабо выраженной зональностью.

В качестве примеров месторождений этой фации глубинности следует указать прежде всего на мусковитовые пегматиты, пользующиеся широким распространением в Восточной Сибири (Мамское и др.) и в Индии (Бихара). К этой же фациальной группе, вероятно, относятся своеобразные медные, меднополиметаллические, золотополиметаллические и полиметаллические месторождения, залегающие среди протерозойских, реже архейских пород Балтийского щита (Оутокумпо), Канадского щита (Флин-Флон, Сулливан, Шеррит-Гордон и др.) и Австралийского щита (Брокен-Хилл и Маунт-Айза). Наконец, возможно, что в близких условиях глубинности возникли жильные тела многих древних золоторудных месторождений Канадского щита (Хорн, Керр-Эддисон и др.), Алданского щита и Енисейского кряжа (Советский рудник и др.).

### *Ультраабиссальная группа фаций*

К этой фации относятся наиболее глубинные магматические породы, обнажающиеся на земной поверхности и образовавшиеся, по-видимому, на глубинах, больших 8–10 км. Встречаются эти породы исключительно в пределах кристаллических щитов и массивов архейского возраста. По данным Ю. А. Кузнецова (1949), эти интрузивные породы образуют пластовые и секущие тела, постепенно переходящие во вмещающие кристаллические сланцы. Особенны характерны здесь породы чарнокитового ряда с отчетливо выраженными гранобластическими структурами и массивными и гнейсовидными текстурами. Они связаны постепенным переходом с кристаллическими сланцами фации гиперстеновых гнейсов.

Таблица 4

Приложение к методике оценки геологической ценности месторождений полезных ископаемых

## Основные особенности фаций глубинности кислых магматических пород

## и связанных с ними магматогенных месторождений полезных ископаемых

Характерные особенности фаций глубинности	Группа фаций глубинности							
	I. Эффузивная и субвулканическая		II. Гипабиссальная	III. Мезоабиссальная		IV. Абиссальная	V. Ультраабиссальная	
	Поверхностная и близповерхностная	Более глубинная		Менее глубинная	Более глубинная			
Ориентировочная глубина становления (в км)	<0,5	0,5–1	1–2	2–3,5	3,5–6	6–8	8–10	
Преобладающие формы магматических тел	Покровы, потоки, купола, некки, дайки и штоки	Лакколиты, дайки, силлы, штоки, трубы	Штоки, дайки, силлы, плитообразные залежи	Штоки, дискордантные батолиты, дайки	Конкордантные батолиты, плоско-параллельные согласные тела	Конкордантные акмолитовые тела и зоны сплошной мигматизации	Секущие согласные тела, постепенно переходящие во вмещающие кристаллические сланцы и гнейсы	
Особенности первичных структур и текстур магматических пород	Типичны стекловатые, порфировые и фельзитовые структуры. Пористые текстуры	Характерны порфировые и гранитпорфировые структуры. Текстуры массивные, реже миаролитовые	Характерны гранитпорфировая мелкокристаллическая гранитная структура. Текстура массивная	Крупнозернистые, иногда порфировидные структуры и массивные текстуры	Иногда порфировидные вкрапленники обнаруживают ориентировку в одном направлении с переходами к гнейсовидным текстурам	Гранитоидные структуры. Массивные гнейсовидные и полосчатые текстуры	Гранитоидные и гранобластические структуры. Массивные гнейсовидные и полосчатые текстуры	
Ведущие типы схизолитовых (отщепленных) пород	Схизолиты не характерны	Схизолиты не характерны	Широко распространены гранит-порфиры и лампрофиры, иногда встречаются миароловые пегматиты	Широко распространены аplitы, гранит-порфиры, лампрофиры и миароловые пегматиты	Широко распространены аplitы, гранит-порфиры, лампрофиры и редкометальные (натролитевые) пегматиты	Характерны аplitы и мусковитовые пегматиты	Схизолиты малохарактерны. Иногда присутствуют редкоземельные пегматиты	
Фация регионального метаморфизма вмещающих пород	Процессы регионального метаморфизма не характерны	Процессы регионального метаморфизма не характерны	Фация зеленых сланцев	Биотит-хлоритовая субфация	Эпидото-амфиболовая фация	Амфиболитовая фация	Гранулитовая фация. Ультраметаморфизм	

Характерные особенности фаций глубинности	Группа фаций							
	I. Эффузивная и субвулканическая		II. Гипабиссальная	глубинности				
	Поверхностная и близповерхностная	Более глубинная		Менее глубинная	Более глубинная	IV. Абиссальная	V. Ультраабиссальная	
Характер и размеры ореолов kontaktового метаморфизма	Явления kontaktового метаморфизма не характерны	Контактовый метаморфизм иногда слабо выражен в виде узкой каймы «оплавленных» пород. Ларнит-мервинитовая ассоциация в известняках	Кварцево-эпидотовые и др. низкотемпературные роговики. Ширина ореола обычно не превышает нескольких десятков метров. Геленит-монтанитлитовая ассоциация в известняках	Нормальные контактовые роговики, биотитовые, биотит - рогообманковые и рогообманково-пироксеновые. Ширина ореола достигает 1–2 км. Периклазовая ассоциация в известняках	Андалузитовые кордиерит-хластолитовые и др. роговики. Ширина ореола иногда превышает 2–3 км. Волластонитовая ассоциация в известняках	Наблюдается региональный плутонический метаморфизм. Кристаллические сланцы ассоциации гранатовых амфиболитов (грессуляр-волластонитовой)	Процессы kontaktового метаморфизма не характерны. Типичен высокий региональный метаморфизм с образованием гиперстеновых гнейсов (безгрессуляровая ассоциация)	
Характер и размеры ореолов эндоконтактовых изменений структур магматических пород	Не характерны	В кислых породах выражены в виде широкой каймы криптокристаллических и стекловатых структур	Широко распространены и выражены в виде зоны порфировых и гранит-порфировых пород, шириной обычно несколько десятков метров	Встречаются в виде зоны мелкозернистых, реже порфировых пород шириной обычно до нескольких метров	Мало характерны. Иногда выражены в виде маломощной каймы сравнительно мелкозернистых пород	Не характерны	Отсутствуют	
Характерные магматические формации	Андезито-дактиловая, порфировая эффузивов смешанного состава	Субвулканические породы тех же деформаций	Гранитная и гранодиоритовая глыбовых зон	Гранитоидная (геоантеклинальных поднятий)	Гранитных батолитов	Гранитов абиссальной фации	Гранито-гнейсов, гранитов, мигматитов	
Главнейшие типы гидротермально-метасоматических процессов	Опализация, осернение, аргиллизация, алунизация	Низкотемпературная пропилизация (кальцит + хлорит). Адуляризация полевых шпатов	Среднетемпературная пропилизация (актинолит + эпидот + хлорит). Альбитизация и серicitизация полевых шпатов. Известково-силикатные скарны (пироксено-гранатовые и пироксено-эпидотовые с марганцем)	Высокотемпературная пропилизация с развитием доизита и клинодоизита. Пироксено-гранатовые и волластонитовые скарны	Известково-силикатные скарны (мало характерны)	Магнезиальные скарны	Магнезиальные скарны	

Продолжение табл. 4

Характерные особенности фаций глубинности	Группа фаций							
	I. Эффузивная и субвулканическая		II. Гипабиссальная	глубинности				
	Поверхностная и близповерхностная	Более глубинная		III. Мезоабиссальная		IV. Абиссальная	V. Ультраабиссальная	
Ведущие типы рудовмещающих трещинных структур	Не выдержаные трещины разрыва	Треугольные трещины разрыва и оперения. Сетчатые зоны штокверков	Появляются трещины скальвания с брекчиями и глинками трения	Треугольные трещины скальвания, выполненные глинками трения. Редко трещины разрыва и оперения	Притертые трещины скальвания. Зоны кливажа течения, реже разлома	Зоны кливажа течения, реже разлома	Треугольные структуры не характерны	
Особенности структур и текстур руд	Преобладающим развитием пользуются вкрапленные руды	Часто характерны коломорфные структуры и текстуры	Широко распространены мелкозернистые, метаколлоидные структуры, кокардовые и крустифициационные текстуры и эмульсионные структуры распада твердых растворов	Преобладают кристаллические структуры и пентельчатые, решетчатые структуры распада твердых растворов. Текстуры массивные	Характерны кристаллические структуры и зернистые структуры распада твердых растворов	Широко распространены кристаллические структуры и полосчатые текстуры	Широко распространены кристаллические структуры и полосчатые текстуры	
Особенности минералогического состава руд	Сульфидные руды мало характерны. Главными сульфидами являются сульфиды ртути, сурьмы и мышьяка. Весьма характерны окислы и сульфаты	Часто встречаются гипогенные марказит, вюрцит, сульфосоли, теллуриды и селениды, барит и гипогенный гипс	Часто встречаются гипогенный марказит, гематит, барит, блеклые руды	Наряду с пиритом, гематитом и теннантитом, появляются пирротин, магнетит и арсенопирит	Характерны магнетит и арсенопирит. Пирротин часто встречается в равных количествах или преобладает над пиритом	Характерны магнетит и арсенопирит. Пирротин часто встречается в равных количествах или преобладает над пиритом	Сульфидные руды не характерны	
Характерные типы месторождений полезных ископаемых	Самородной серы, алюнита, сассолита, ртути	Золото-серебряные, оловорудные	Медноколчеданные, меднопорфировые, полиметаллические, оловорудные, железорудные скарновые	Полиметаллические, оловорудные, железорудные скарновые; вольфрамовые скарновые	Оловорудные, редкометальные пегматиты (с бериллом, tantalитом и колумбитом), медно-пирротиновые	Мусковитовые пегматиты, полиметаллические, золоторудные, медные	Железорудные, флогопитовые, редкоземельные пегматиты (ортитовые и монацитовые)	
Примеры	Камчатка, Курильские острова, Закарпатье, Большой Кавказ, Италия, Тибет	Южный Урал, Кордильеры, Карпаты, Хинган, Сихотэ-Алинь (Синанча), Боливия (Оруро)	Южный Урал, Казахстан, Рудный Алтай (Змеиногорск), Карагазар (Алтын-Топкан). Южная Боливия (Унция), Горная Шория (Леспромхозное), Сихотэ-Алинь (Лифудзин)	Рудный Алтай, (Белоусовка, Березовка), Карагазар (Чалата), Восточное Забайкалье, Англия, Горная Шория, Тянь-Шань	СССР, Родезия, Юго-Западная Африка и др.	Прибайкалье, Индия, Канада, Австралия, Финляндия	СССР, Канада, Южная Африка	

По данным Ю. А. Кузнецова, характерными особенностями чарнокитовых пород являются:

1) ортоклазовый характер полевых шпатов и наличие гиперстена и граната, что говорит о формировании этих пород в условиях крайнего недостатка летучих компонентов;

2) гранобластические структуры;

3) чрезвычайное сходство по составу с вмещающими породами и отсутствие явлений контактowego метаморфизма, так как чарнокиты являются продуктом палингенеза вмещающих пород;

4) полное отсутствие жильных пород, за исключением «пегматитовых вышотов»;

5) образование этих пород в условиях весьма больших глубин, так как, по данным Д. С. Коржинского (1940), гиперстеновые гнейсы могут возникать только на глубине более 9 км.

К породам этой группы фаций следует, по нашему мнению, относить не только чарнокитовый комплекс, но и многие гранитогнейсы нормального состава. Для них характерны непостоянный химический и минеральный состав, наличие обычно четко выраженных полосчатых текстур, постепенные переходы по простиранию к породам первично-осадочного происхождения и другие признаки, позволяющие ряду исследователей рассматривать их как метасоматические образования. С этими породами, как и с чарнокитами, не связаны гидротермально-пневматолитовые месторождения.

Следующая группа пород, относящаяся к ультраабиссальной фации, отличается от предыдущих наличием рвущих контактов и имеет, вероятно, интрузивное происхождение. Эти породы представлены гранитами. С ними связаны редкоземельные пегматиты, формировавшиеся, по данным А. И. Гинзбурга и Г. Г. Родионова, на глубине примерно 8—9 км.

Все три группы гранитоидов имеют архейский возраст. Иногда с ними связаны магнезиальные скарны, возникающие при гранитизации доломитовых толщ или имеющие послемагматическое биметасоматическое происхождение. С этими скарнами часто бывает связана железорудная минерализация, а также скопления флогопита.

В качестве примеров месторождений ультраабиссальной фации следует привести железорудные месторождения Южной Якутии (Таежное, Сивагли, Пионерское и др.), флогопитовые месторождения в Прибайкалье (Слюдянка) и на Алдане.

Некоторое промышленное значение иногда имеют месторождения ортита и монацита, связанные с редкоземельными пегматитами (Канада, Южная Африка). Наконец, важное значение имеет вкраченность монацита и других минералов в породах чарнокитового ряда, которая обусловливает возникновение многочисленных современных и древних россыпей, имеющих большое промышленное значение. Основные особенности фациальных групп кислых магматических пород и связанных с ними магматогенных месторождений приведены в табл. 4.

## Фации глубинности продуктов базальтоидной магмы

Первая классификация фаций глубинности основных пород составлена Ю. А. Кузнецовым (1960), который выделил: поверхностные, приповерхностные (субвулканические), гипабиссальные и среднеглубинные фации. Материалы о связи месторождений полезных ископаемых с разными фациальными группами пород базальтоидной магмы рассеяны в различных статьях, среди которых прежде всего следует упомянуть работы М. Л. Лурье и С. В. Обручева (1955), Н. В. Павлова и И. И. Чупрыниной (1955), Ю. Г. Старицкого (1958).

Все основные и ультраосновные породы — продукты базальтоидной магмы — относятся к трем группам фаций глубинности.

Некоторые характерные особенности различных фациальных групп основных пород и связанных с ними месторождений полезных ископаемых показаны в табл. 5.

### *Акроабиссальная группа фаций*

К первой подгруппе поверхностной и близповерхностной фаций относятся широко распространенные в пределах геосинклиналей и древних платформ эфузивы, представленные базальтами, базальтовыми порфиритами, мелафирами, долеритами, спилитами, диабазами и др. Все эти породы, застывшие на поверхности либо на глубине первых сотен метров, образуют покровы и потоки, реже некки и штоки.

С породами этой фации глубинности связано мало месторождений полезных ископаемых. Некоторыми исследователями предполагается генетическая связь с эфузивами медноцеолитовых месторождений типа Верхнего озера в США (часть рудных тел этого месторождения приурочена к покровам миндалекаменных мелафиров верхнепротерозойского возраста). Другие исследователи рассматривают эту связь как более отдаленную, потому что главная часть рудных тел месторождения Верхнего озера приурочена не к эфузивам, а к пластам конгломератов, а также и потому, что, как недавно установлено, мелафиры содержат оруденение только в узкой полосе сброса, вдоль которого обнажаются кислые и основные интрузивные породы.

К этой же подгруппе глубинности относятся некоторые магногибнетитовые месторождения Сибирской платформы, которые вообще весьма показательны с точки зрения глубины их образования. Н. В. Павлов и И. И. Чупрынина (1955) среди этих месторождений выделяют три типа, различающиеся прежде всего по глубине образования. К первому типу они относят магногибнетитовые месторождения бассейна р. Илимпей, которые, как показывают геологические данные, сформировались на глубине не более 350—400 м. Магногибнетит этих месторождений характеризуется резко подчиненным количеством закисного железа в элементарной ячейке (от 2,4 до 3,1 атомов при содержании магния от 4,9 до 5,6 атомов).

Таблица 5

**Фации глубинности основных и ультраосновных пород — продуктов иско**

**базальтоидных магм и связанных с ними месторождений полезных ископаемых**

Фации глубинности	Ориентировочная глубина формирования, км	Преобладающие формы магматических тел	Главные особенности первичных структур и текстур магматических пород	Главнейшие типы магматических пород	Важнейшие типы месторождений полезных ископаемых	Примеры месторождений полезных ископаемых
I. Акроабиссальная (эффузивная и субвулканическая) Поверхностная и близповерхностная	до 0,5	Покровы, реже потоки, некки и штоки	Преобладает диабазовая, интерсертальная, гиалоциллитовая, пилотакситовая структура. Пористая, пузыристая и миндалекаменная текстура	Базальты, базальтоидные порфириты, мелапиры, долериты, спилиты, эфузивные диабазы	Медноцеолитовые Магногранитовые Исландский шпат	Верхнее озеро (США) Илимпейский район в бассейне р. Тунгуски, Джекинда, Марха и др. (Восточная Сибирь)
Более глубинная	0,5—1	Силлы, штоки, кольцевые интрузии, дайки, лополиты	Преобладает долеритовая, диабазовая или офитовая структура и массивная текстура	Диабазы, долериты	Магногранитовые Графитовые	Ангаро-Илимский район, Курейское, Норильское (Сибирь)
II. Гипабиссальная	1—2	Силлы, лополиты, лакколиты, интрузивные залежи, дайки и штоки	То же	Долериты, габбро-диабазы, габбро-пориты	Магногранитовые Медноникелевые (с преобладанием в рудах меди). Свинцово-цинковые	Тунгусское железорудное поле, Норильское, Подкаменная Тунгуска (Сибирь)
III. Мезоабиссальная Менее глубинная	2—3,5	Крупные лакколиты и лополиты, интрузивные залежи	Преобладает габровая, пойкилитовая, венцовая структура. Массивная и полосчатая текстура	Габбро, габбро-пориты, пориты, троктолиты, перидотиты, дуниты, аортозиты (битовниловые)	Самородная платина и палладий. Самородная платина и сперрилит. Медно-никелевые (с преобладанием в рудах никеля). Ильменито-магнетитовые	Гора Соловьева и др. (Урал), Трансвааль (Южная Африка), Седберри (Канада), Кольский полуостров и др.
Более глубинная	3,5—6	Крупные лакколиты и массивы типа батолитов	Грубозернистая, катакластическая, местами мILONитовая структура. Массивная и полосчатая текстура	Аортозиты (андезиновые и лабрадоровые)	Ильменитовые и рутиловые	Кусинский и др. (Урал), Лак-Тио (Канада), в штате Виргиния (США)
IV. Абиссальная	6—8		Не изучены			
V. Ультраабиссальная	>8—10		Не известны			

Ко второму типу Н. В. Павлов и И. И. Чупрынина относят месторождения Ангаро-Илимского района, верхние части рудных тел которых, по геологическим данным, формировались на глубине 850—1000 м. Магномагнетиты этих месторождений характеризуются уже относительно большим содержанием закисного железа по отношению к магнию ( $Mg$  от 1,25 до 2,45 атомов при содержании  $Fe^+$  от 3,55 до 6,75 атомов).

Наконец, к третьему типу они относят наиболее глубинные скарновые магномагнетитовые месторождения, сформированные по геологическим данным на глубине не менее 1600—1800 м. В качестве представителей этой группы магномагнетитовых месторождений Н. В. Павлов и И. И. Чупрынина называют месторождения Тунгусского железорудного поля, месторождения Анакит, Тейское и др. Магномагнетит этих месторождений содержит минимальное число атомов магния (от 0,7 до 1,25) при большом содержании закисного железа (от 6,75 до 7,3 атомов).

Вероятно, в условиях этой же поверхностной и близповерхностной подгруппы формировались месторождения исландского шпата Сибирской платформы, которые тесно ассоциируются с лавами и туфами траппов.

К более глубинной подгруппе акроабиссальной группы фаций относятся силлы, штоки, кольцевые интрузии, лополиты и дайки диабазов, долеритов и траппов, застывшие на глубине от нескольких сотен метров до 1 км.

По сравнению с первой подгруппой здесь более широко распространены долеритовая, диабазовая или офитовая структуры и массивная текстура пород. С траппами этой подгруппы глубинности, как только что указывалось, связаны некоторые магномагнетитовые месторождения Ангаро-Илимского района Сибирской платформы. Возможно, что к этой же подгруппе фаций глубинности принадлежит месторождение графита Курейского района, возникшее при метаморфизме углей в связи с внедрением трапповых силлов.

### *Гипабиссальная группа фаций*

К гипабиссальной группе фаций глубинности мы относим наиболее глубинные трапповые образования, формирующиеся в пределах платформенных плит. М. Л. Лурье и С. В. Обручев (1955), детально рассмотрев вопросы глубины образования траппов, пришли к выводу, что на Сибирской платформе образование силлов траппов происходило в интервале глубин от 200 до 2000 м.

В Южной Африке, по мнению этих исследователей, глубина формирования преобладающего количества силлов колеблется от 1350 до 2250 м, хотя есть силлы, залегающие еще глубже (до 4000—6500 м?). Силлы Шотландии были внедрены на глубине не менее 1500—1800 м и т. д.

Формы магматических тел гипабиссальной группы фаций разнообразны. Кроме силлов, здесь встречаются лополиты, дайки и штоки.

Преобладающими породами являются долериты, габбро-диабазы и габбро-нориты со структурами и текстурами, близкими к породам описанной выше субвулканической фации. С траппами гипабиссальной группы фаций глубинности связаны, по данным Н. В. Павлова (1960), многие магногипабиссальные месторождения Сибирской платформы, в том числе месторождения Тунгусского железорудного поля (Анакит, Тейское и др.). С габбро-диабазами этой же фации глубинности связаны медно-никелевые месторождения Норильского района Сибирской платформы, а также, возможно, и свинцово-цинковые месторождения Подкаменной Тунгуски (Ю. В. Погодин, 1956).

### *Мезоабиссальная группа фаций*

К мезоабиссальной группе фаций мы относим продукты базальтоидной магмы, образовавшие породы основного и ультраосновного состава, распространенные в пределах геосинклиналей и в складчатом фундаменте древних платформ. Большая часть этих пород относится к менее глубинной субфации мезоабиссальной группы фаций и формировалась на глубинах от 2 до 3,5—4 км. По форме магматических тел это крупные лакколиты, лополиты и интрузивные залежи, а по составу — габбро, габбро-нориты, нориты, дуниты, троктолиты, анортозиты и т. д. Среди структур этой группы пород преобладают габбровая, пойкилитовая, венцовая и другие близкие к ним структуры, а среди текстур — массивная и полосчатая.

В качестве примера подобных интрузий можно привести интрузии норитов Бушвельдского массива. Эти породы формировались в верхних горизонтах свиты Претория, под толщей Ройберг; видимая мощность последней составляет более 3000 м (Дю-Тойт, 1957). Общая мощность лополита норитов определяется в 9000 м. Глинистые сланцы вблизи контакта с норитовой интрузией превращены в кордиеритовые, биотитовые и мусковитовые роговики. Вероятно, что по крайней мере нижняя часть массива норитов формировалась в условиях мезоабиссальной группы фаций.

К. О. Кратц (1957) среди массивов основных пород Карелии и Кольского полуострова выделяет габбро-диабазовые породы, формировавшиеся на глубине менее 2—3 км, а также габбро-анортозитовые и габбро-сиенитовые породы, глубина формирования которых определяется в 6—10 км. В качестве примера массива второго типа К. О. Кратц приводит массив Гремеха-Вырмес, детально изученный А. А. Полкановым. По мнению К. О. Кратца, гибброво-анортозитовые массивы в отличие от габбро-диабазовых характеризуются более совершенной степенью дифференциации, с обычным присутствием крайних типов ультраосновных пород, другими структурами, отсутствием зональных кристаллов плагиоклазов и т. д. Как указывает К. О. Кратц, с массивами второго типа связаны фузивные месторождения титаномагнетита, а с массивами первого — сегрегационные. Взгляды К. О. Кратца нашли подтверждение в более поздних работах В. А. Масленникова (1957) и Б. А. Юдина (1963).

Основанием для отнесения многих других пород к мезоабиссальной группе фаций является существенное отличие их структуры и текстуры от пород группы гипабиссальных фаций.

С этой фациальной группой магматических пород связаны многочисленные и разнообразные месторождения полезных ископаемых. С геосинклинальными формациями основных и ультраосновных пород ассоциируют месторождения самородной платины и палладия (Урал, Западная Сибирь и др.) и титановые месторождения, представленные ильменито-магнетитовой рудной формацией (Кусинское, Первоуральское, Качканарское и др. на Урале).

С магматическими формациями щитов связаны медно-никелевые месторождения (Канада, Кольский полуостров, Южная Африка) и месторождения самородной платины и сперрилита (Трансвааль в Южной Африке).

Медно-никелевые месторождения, ассоциирующие с породами мезоабиссальной группы фации и развитые в пределах щитов, как отмечает Ю. Г. Старицкий (1960), несмотря на сходство их минералогического состава и на связь с близкими магматическими породами, существенно отличаются от медно-никелевых месторождений, ассоциирующих с породами гипабиссальной фации и распространенных в пределах платформенных плит. Основные отличия этих двух групп месторождений по данным Ю. Г. Старицкого приведены в табл. 6.

Таблица 6

Основные отличия месторождений складчатых зон и платформенных плит

Месторождения складчатых зон докембрийского возраста (щитов)	Месторождения платформенных плит
Связаны с ультраосновными (перидотиты) или основными (нориты) интрузиями	Связаны с основными интрузиями габбро-долеритов
Руды представлены главным образом массивными жилами и цементом брекчий	Руды представлены главным образом вкрашенностью в материнской породе
Содержание никеля больше чем меди. Отношение Ni:Cu обычно больше 2, редко снижается до 1,5	Содержание никеля меньше чем меди. Отношение Ni:Cu, как правило, меньше 1.

К наиболее глубинным магматическим породам основного состава относятся вероятно некоторые массивы анортозитов. Ф. Тернер и Дж. Ферхуген (1961) выделяют два типа анортозитов:

1. Битовитовые анортозиты, образующие слои среди стратифицированных основных интрузий, например в Бушвельдском (Южная Африка) и Стиллуотерском (США) комплексах. Эти анортозиты вместе с габброноритами, вероятно, относятся к менее глубинной подгруппе мезоабиссальной фации.

2. Андезиновые и лабрадоровые анортозиты, встречающиеся в виде крупных самостоятельных интрузивов в докембрийских

Таблица 7

**Фации глубинности ультраосновных пород-продуктов перидотитовой магмы и связанных с ними месторождений полезных ископаемых**

Фации глубинности	Ориентированная глубина формирования, км	Преобладающие формы магматических тел	Главные особенности первичных структур и текстур магматических пород	Главнейшие типы магматических пород	Важнейшие типы месторождений полезных ископаемых	Примеры месторождений полезных ископаемых
I. Акроабиссальная (эффузивная и суббулканическая)	До 0,5	Неизвестны				
II. Гипабиссальная	1—2	Трубки	Порфировые, брекчевые, микролитовые и др. структуры	Кимберлиты	Алмазы	Африка, Восточная Сибирь
III. Мезоабиссальная	2—6	Сравнительно небольшие массивы, обычно удлиненные в направлении сланцеватости вмещающих пород	Структура поликристаллическая, часто пойкилитовая, обусловленная идиоморфизмом оливинина	Перидотиты, гарцбургиты, серпентиниты	Хромиты, осмий и иридий	Сарановское, Кимперсайское (Урал). Россыпи связанные с разрушением перидотитов на Урале, в Туве, Кузнецком Алатау и др.
IV. Абиссальная и ультраабиссальная	6—10 и более	Неизвестны				

толщах. Структура этих анортозитов часто весьма грубозернистая и катахластическая. С этой группой анортозитов ассоциируются чарнокиты, сиениты и монцониты. Все это, по мнению авторов, свидетельствует о том, что анортозиты второй группы относятся либо к более глубинной подгруппе мезоабиссальной фации, либо, быть может, даже к абиссальной фации.

С обеими группами анортозитов связано железо-титановое орудение. Однако, как отмечает И. И. Малышев (1957), с анортозитами первой группы связаны ильменито-магнетитовые руды, локализованные в массивах габбро, ассоциирующих с этими анортозитами. С анортозитами второй группы связаны преимущественно ильменитовые и рутил-ильменитовые месторождения (Лак-Тио в Канаде, в штате Виргиния в США), которые образуются в условиях более высоких степеней метаморфизма по сравнению с ильменит-магнетитовыми.

Относительно весьма слабо изученных фаций глубинности ультраосновных пород — кимберлитов и перидотитов — продуктов перидотитовой магмы и связанных с ними месторождений отметим следующее.

В. С. Соболев (1962) на основании изучения обломков различных пород, содержащихся в кимберлитах Сибирской платформы, установил глубину образования последних, т. е. глубину «взрыва», равную 2—4 км; глубина «взрыва» при образовании трапповых некров, по его данным, колеблется от 0,5 до 1 км.

Хотя по мнению В. С. Соболева алмазы не образуются при «взрыве», а приносятся магмой в виде уже сформированных кристаллов из больших глубин, все же алмазоносные кимберлиты как горные породы образуются именно во время «взрыва», и следовательно, глубину, равную 2—4 км, следует рассматривать как зону формирования месторождений алмазов.

Что касается перидотитов — продуктов перидотитовой магмы, то эти породы обычно образуют серии небольших массивов, вытянутых вдоль зон глубинных разломов, которые главным образом приурочены к внутренним частям геосинклинальных систем. Вероятно, эти перидотиты и ассоциирующиеся с ними серпентиниты формировались в условиях мезоабиссальной фации. На это косвенно указывает полное отсутствие связанных с ними эфузивных аналогов вообще обычных для пород гипабиссальных фаций. Это говорит о том, что перидотиты не возникали в эфузивных и субвуликанических условиях, неизвестны их связи и с интрузиями абиссальной и ультраабиссальной фации. С этой группой пород связаны месторождения хромитов, осмия и иридия (табл. 7).

### Фации глубинности щелочных пород

Первая попытка классификации фаций глубинности щелочных магматических пород принадлежит Ю. А. Кузнецovу (1960), отрывочные сведения по этому вопросу имеются в работах О. А. Воробьев-

вой (1960), Ю. М. Шейнманна (1961) и др. Мало данных и о месторождениях полезных ископаемых различных фаций глубинности, связанных с щелочными породами. В связи с этим предлагаемую в табл. 8 группировку следует рассматривать лишь как предварительную.

Щелочные породы и связанные с ними месторождения полезных ископаемых относятся к следующим группам фаций глубинности: акроабиссальной, гипабиссальной и мезоабиссальной. Щелочные породы, формировавшиеся в обстановке более глубинных фаций, если и имеются, то играют весьма незначительную роль. Некоторые характерные особенности различных фаций глубинности магматических пород щелочного состава показаны в табл. 8 и не нуждаются в дополнениях. Следует лишь остановиться на наименее изученном вопросе о фациях глубинности месторождений полезных ископаемых.

Как видно из табл. 8, месторождения карбонатитов, содержащие целый комплекс полезных ископаемых, связаны с формацией ультраосновных — щелочных пород трех первых групп фаций.

Ю. М. Шейнманн (1961) обращает внимание на то, что некоторые месторождения карбонатитов Восточной Африки тесно связаны с лавами и даже туфами нефелиновых, мелилитовых и лейцитовых базальтов, которые окружают вулканические жерла. Не менее тесную связь обнаруживают карбонатитовые месторождения других районов Африки с жерловыми фациями ультраосновных — щелочных пород, застывших уже на некоторой глубине. Здесь нефелиновые лавы, фонолиты и другие эфузивные породы содержат обломки более глубинных образований и, в частности, пироксенитов (1961). К этой группе Ю. М. Шейнманн относит месторождения карбонатитов в Уганде (Букусу), Родезии (Шава, Дорава) и др. Он считает, что для Сибири карбонатиты этой фации глубинности нехарактерны — глубокая эрозия обнажила здесь низкие горизонты, иногда самые низы интрузии.

Большая часть карбонатитовых месторождений СССР относится к гипабиссальной фации глубинности и ассоциируется с дунитами, перidotитами, пироксенитами, меймечитами, ийолит-мельтейгитами, щелочными и нефелиновыми сиенитами. О гипабиссальном характере этих пород свидетельствуют иногда наблюдающиеся переходы их в образования жерловой или даже эфузивной субфации.

В известной нам литературе не содержится данных, позволяющих выявить различие месторождений карбонатитов, формирующихся в условиях эфузивной, субвулканической и гипабиссальной фаций, что вероятно обусловлено недостаточной степенью их изученности.

Щелочно-габброидные комплексы, как отмечает Ф. Р. Апельцин (1961), также образуются в обстановке акроабиссальной и гипабиссальной групп фаций. Более глубинные образования габброидной — щелочной формации практически не известны.

**Фации глубинности щелочных магматических пород и связанных с ними месторождений полезных ископаемых**

Фации глубинности	Ориентировочная глубина становления, км	Преобладающие формы магматических тел	Главнейшие особенности первичных структур и текстур магматических пород	Типы магматических пород	Важнейшие типы месторождений полезных ископаемых	Примеры месторождений полезных ископаемых
I. Акробатолитовая (эффузивная и субвулканическая) Поверхностная и близповерхностная	До 0,5	Жерловины, потоки, покровы, выбросы	Порфировые, витрофировые и др. структуры. Массивные и пузыристые текстуры	Нефелиновые и мелилитовые базальты, лимбургиты, лейцитовые базальты, нефелиниты	Карбонатиты с редкими землями, ниобием, tantalом, титаном, фосфором, флогопитом и др.	Кения и Малави (Африка) и др.
Более глубинная	0,5—1	Жерловины, кольцевые интрузии, некки, штоки, лакколиты	Порфировые, реже зернистые структуры. Массивные и пористые текстуры	Те же породы, что и в поверхностной и близповерхностной фациях	Карбонатиты с тем же комплексом полезных ископаемых	Уганда и Родезия (Африка)
II. Гипабиссальная	1—2	Интрузии центрального типа с концентрическим строением, лакколиты, штоки	Зернистые структуры. Массивные, иногда такситовые и трахитоидные текстуры	Дуниты, перidotиты, пироксениты, меймечиты, ийолит-мельтейгиты, щелочные и нефелиновые сиениты  Щелочно-габброидные породы (шонкиниты, эсекситы, щелочные сиениты и др.)	Карбонатиты с тем же комплексом полезных ископаемых  Крупные промышленные месторождения полезных ископаемых не известны	СССР

Кольский полуостров и др.

Продолжение табл. 8

Фации глубинности	Ориентировочная глубина становления, км	Преобладающие формы магматических тел	Главнейшие особенности первичных структур и текстур магматических пород	Типы магматических пород	Важнейшие типы месторождений полезных ископаемых	Примеры месторождений полезных ископаемых
III. Мезоабис-сальная Менее глубинная	2—3,5	Массивы	Зернистые структуры. Полосчатые, реже массивные текстуры	Щелочные граниты, щелочные и субщелочные сиениты	Апатито-нефелиновые. Графитовые	Кузнецкий Алатау, Восточный Саян, Ботогольское и др. (СССР)
	3,5—6					
IV. Абиссальная	6—8					
V. Ультраабис-сальная	>8—10	Массивы щелочных пород и краевые части крупных массивов гранитоидов	Зернистые структуры. Полосчатые, реже массивные текстуры	Миаскиты, нефелиновые сиениты и щелочные граниты	—	Вишневогорский массив (Урал), Онтарио (США), Восточная Сибирь

Гранитоидные щелочные породы слагают массивы имеющие большей частью форму штоков и обычно не обнаруживают связи с эффузивами близкого состава. По мнению Е. А. Нечаевой (1961), формирование интрузий происходило в гипабиссальной обстановке, о чем свидетельствуют небольшие размеры интрузивных тел, широкое

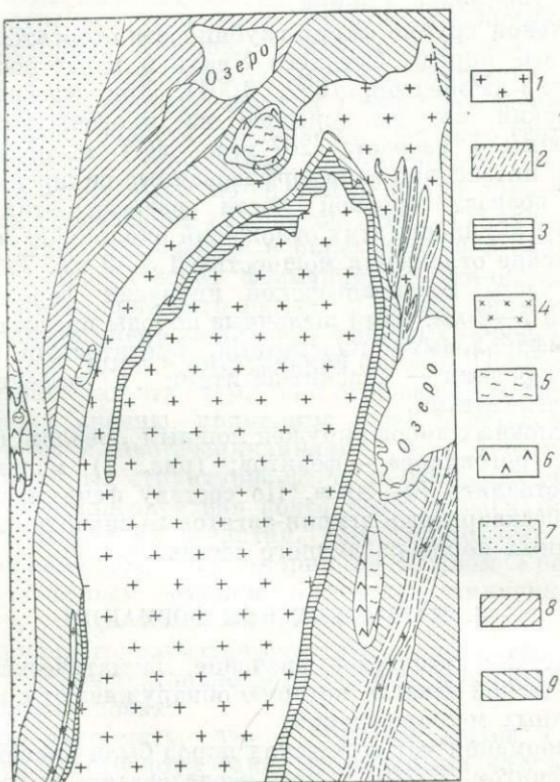


Рис. 1. Схематическая геологическая карта северной части Вишневогорского щелочного интрузива (по Б. М. Роненсону)

1 — биотитовые, амфиболовые миаскиты и сиениты; 2 — биотитовые фениты; 3 — пироксеновые фениты; 4 — аплиты; 5 — серпентиниты; 6 — ортоамфиболиты; 7 — графитовые микрокварциты и амфиболиты борзовской свиты; 8 — амфиболиты с прослоями гнейсов и сланцев булдынской подсвиты ильменогорской свиты; 9 — гнейсы и сланцы с прослоями амфиболитов и кварцитов вишневогорской подсвиты ильменогорской свиты.

развитие в породах порфировидных структур и миарол и пестрота петрографического состава отдельных интрузивных комплексов формации.

Однако иногда щелочные граниты, щелочные и субщелочные сиениты, развитые в пределах складчатых систем (миаскитовый тип по О. А. Воробьевой, 1960), образуют сравнительно крупные

массивы, формирующиеся, вероятно, в условиях фации средних глубин.

Щелочные породы абиссальной и ультраабиссальной фаций развиты незначительно. В качестве примера подобных пород Д. С. Коржинский (1940) указывает нефелиновые сиениты Онтарио в Канаде и щелочные граниты в архейском Алдано-Слюдянском комплексе в Восточной Сибири.

К абиссальной группе фаций глубинности относятся также некоторые щелочные породы Среднего Урала и в частности Вишневогорский массив (Роненсон, 1959, 1961). Этот массив имеет, вероятно, пермский возраст (среднее из многочисленных определений абсолютного возраста 267 млн. лет) и прорывает залегающие выше интенсивно метаморфизованные синийские отложения (абсолютный возраст средней части разреза этих отложений 1150 млн. лет). Мощность этих отложений около 5000 м. Выше залегают ордовикские отложения мощностью 1,5—2 км. Таким образом, апикальные части Вишневогорской интрузии формировались на глубине около 7—8 км. Сами щелочные породы представлены биотитовыми и амфиболовыми миаскитами, биотитовыми сиенитами и жильными породами — миаскит-авгитами и нефелиново-полевошпатовыми пегматитами.

Массив щелочных пород окружен мощным ореолом своеобразных «контактовых роговиков» — фенитов; (рис. 1) мощность ореола в среднем составляет 70—80 м. По составу фениты соответствуют кварцевым и бескварцевым эгирин-авгитовым сиенитам и образуются за счет исходных пород различного состава.

### 3. МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Важное металлогеническое значение магматических формаций определяется тесной связью, которую обнаруживают с ними различные типы рудных месторождений.

Впервые формации магматических пород были описаны Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом. В 1888 г. этот исследователь выделил диабазовую формацию, а в 1900 г. обосновал существование габбро-пироксенит-дуниевой формации (Левинсон-Лессинг, 1888, 1900). В последующие десятилетия многие работы петрографов были посвящены конкретным формациям магматических пород различных районов. Однако очень немногие рассматривали какую-либо формацию в целом. Среди последних следует упомянуть работу В. Н. Лодочникова (1936), представляющую собой крупную сводку по серпентинитам.

В последние годы появились весьма интересные работы Ю. А. Кузнецова (1955, 1958, 1960, 1961), а также В. С. Коптева-Дворникова (1959) и Г. Д. Афанасьева (1961), посвященные классификации магматических формаций. Большинство петрографов придает большое значение магматическим формациям, понимая под этим термином формационные типы и называя конкретные магматические формации каких-либо регионов магматическими комплексами.

Среди зарубежных исследований необходимо упомянуть труд Ф. Тернера и Дж. Ферхугена (1961), в котором, в частности, приводится подробное описание ассоциаций магматических пород.

Во вводном разделе уже упоминалось, что характерной особенностью магматических формаций, как и других формаций горных пород, является повторяемость их как в пространстве, в сходных по своему характеру структурах, так и во времени; эта последняя отображает определенное сходство условий на различных стадиях геологической истории. Хорошие примеры подобной повторяемости наблюдаются в полигенетических металлогенических провинциях. Так, например, в истории развития Причерноморской альпийской геосинклинальной области выделяется четыре геотектонических цикла: каледонский, герцинский, киммерийский и альпийский. Соответственно этому выделяются четыре эпохи образования гранитов, три эпохи образования офиолитов и т. д. (Твалчрелидзе, 1960).

Наряду с этим наблюдается и определенная последовательность формирования магматических формаций в геосинклиналях в пределах одного геотектонического цикла. В общем виде эта последовательность отражает смену во времени основных пород более кислыми как в эфузивной, так и в интрузивной фациях. Однако даже и в таком общем выражении эта схема, как отражающая основную тенденцию, по нашему мнению, применима лишь к эвгеосинклиналям и мало применима к миогеосинклиналям и к геоантеклинальным зонам. В конкретных структурно-фацальных зонах эвгеосинклиналей наблюдается многократная повторяемость магматических пород на различных этапах их развития. Так, установлено, что гипербазиты в зеленокаменном синклиниории на Южном Урале относятся к четырем возрастным группам: рифейской, силурийской, средне-девонской и послевизейской (Горохов, Рудник и Шарфман, 1962). Повторяемость магматических формаций в пространстве обусловлена сходством тектонического режима в определенных структурно-фацальных зонах.

Достаточно напомнить, что в пределах щитов и кристаллических массивов встречаются такие характерные для них и сравнительно редко присутствующие в других структурных элементах земной коры формации, как формация гранито-гнейсов и мигматитов, формация стратифицированных интрузий основного состава, формация анортозитов (андезиновых и лабрадоровых) и т. д. Для некоторых платформенных плит характерны трапповая и кимберлитовая магматические формации, для зон океанического типа — щелочная оливино-базальтовая и частично толеитовая магматические формации и т. д.

Основные особенности магматизма и, следовательно, характер магматических формаций определяются, по нашему мнению, главным образом типом развития структурно-фацальных зон, к которым приурочены указанные процессы.

Поэтому классификация магматических формаций в своей основе должна быть геотектонической. Представляется рациональным вы-

делить магматические формации следующих главнейших структур земной коры: щитов и кристаллических массивов, плит, геосинклинальных прогибов, геоантиклинальных поднятий, межгорных прогибов и горных поднятий, глыбовых зон, зон океанического типа и глубинных разломов.

Иногда в пределах различных структурных единиц земной коры возникают сходные магматические формации. Так, например, порфировая формация геоантиклинальных поднятий, формация эффузивов смешанного состава межгорных прогибов и эффузивная формация глыбовых зон обладают многими чертами сходства. Однако все эти формации возникли в различной тектонической обстановке и, вероятно, их более тщательное изучение позволит установить определенные петрографические отличия. Что касается металлогенической характеристики этих формаций, то каждая из них является весьма специфичной. То же самое можно сказать о гранитоидной формации геоантиклинальных поднятий, и о гранодиоритовой формации глыбовых зон и т. д.

Совокупность магматических формаций, связанных с перечисленными типами структур, мы называем группой магматических формаций, например, группа магматических формаций щитов, группа магматических формаций глыбовых зон и т. д.

Авторы предлагают следующую группировку магматических формаций:

I. Группа формаций щитов и кристаллических массивов:

- 1) формация древних эффузивов;
- 2) формация гранито-гнейсов, гранитов и мигматитов;
- 3) формация гранитов абиссальной фации и инъекционных гнейсов;
- 4) формация стратифицированных интрузивов основного состава;
- 5) формация анортозитов.

II. Группа формаций платформенных плит:

- 1) траповая (толеитовая) формация;
- 2) кимберлитовая формация.

III. Группа формаций геосинклинальных прогибов:

- 1) спилито-диабазовая формация;
- 2) андезит-дацитовая формация;
- 3) габбро-плагиогранит-сиенитовая формация;
- 4) формация гранитных батолитов;
- 5) формация щелочных пород миаскитовых (по О. А. Воробьеву).

IV. Группа формаций геоантиклинальных поднятий;

- 1) порфировая формация;
- 2) гранитоидная формация;
- 3) формация малых интрузий.

V. Группа формаций межгорных прогибов и горных поднятий:

- 1) формация эффузивов смешанного состава;
- 2) формация малых интрузий.

VI. Группа формаций глыбовых зон:

- 1) гранитная формация;

- 2) гранодиоритовая формация;
- 3) гранитоидная — щелочная формация;
- 4) формация ультраосновных — щелочных пород.

VII. Формации океанического типа:

- 1) щелочная оливино-базальтовая формация.

VIII. Формации глубинных разломов:

- 1) перidotитовая формация;
- 2) габбро-пироксенит-дунитовая формация.

### Группа формаций щитов и кристаллических массивов

Все магматические породы этой группы формаций имеют архейский или протерозойский возраст. Они формировались в специфических условиях, которые в частности заключаются в широком проявлении гранитизации и метасоматоза. Особенно это относится к породам архейского возраста. Для интрузивов основного состава характерны своеобразная стратификация или расслоенность и иногда тесная связь с гранофирами и гранитами, которые некоторыми исследователями рассматриваются как продукты дифференциации базальтовой магмы.

Формация древних эфузивов. К этой формации относятся эфузивы архейского возраста, к настоящему времени еще очень плохо изученные. Как отмечают Е. В. Павловский (1962) и М. С. Марков (1962), установлено, что эти древнейшие породы приурочены к основанию разреза архейских отложений в пределах центрального ряда щитов. Залегают они в виде изолированных «пятен», разобщенных огромными полями гранитов.

Среди описываемого комплекса пород главную роль играют базальты, андезиты, а также туфы и агломераты пород того же состава. Резко подчиненное значение имеют риолиты, трахиты, а также прослои осадочных пород. Среди последних преобладают кварциты, кремнистые сланцы и яшмы. Нередко также встречаются граувакки. С эфузивными и пирокластическими породами связаны штокообразные тела и силлы пород основного и ультраосновного состава.

Местами вулканогенные породы этой формации сравнительно слабо изменены процессами метаморфизма, и удается установить их первичные структуры и текстуры. Так, в лавах на Канадском щите установлены амигдалоидные, порфировые, сфероидальные и шаровые разности.

Е. В. Павловский (1962) и М. С. Марков (1962) рассматривают породы этой формации как продукты расплавления и последующей дифференциации базальтового слоя земной коры. С ними связаны железорудные месторождения метаморфогенного типа. Характерным примером пород этой формации является комплекс вулканогенных пород серии Киватин, широко распространенных в пределах Канадского щита.

Формация гранито-gneisов, гранитов и мигматитов. По составу эти породы обычно отвечают гранитам и

гранодиоритам, часто не содержащим биотита, роговой обманки и других гидроксилсодержащих минералов. Представлены они аляскитовыми или пироксеновыми гранитоидами (чарнокиты). Весьма характерны гнейсовые и катастические структуры. Обычно эти породы залегают среди кристаллических сланцев архейского возраста, слагая конкордантные массивы.

Контактовые зоны этих массивов представлены мощными полями мигматитов. По простирию массивы иногда постепенно переходят в кристаллические сланцы и парагнейсы. Все это, вероятно, свидетельствует о метасоматическом происхождении этих пород в результате избирательного замещения слоистых толщ гранитизирующими растворами. Однако не исключена возможность, что образование этих пород происходило в условиях высокой температуры и давления, когда в результате частичного плавления полевошпатовых пород возникла гранитная магма. О таком способе образования свидетельствует наличие в некоторых интрузивных массивах апофиз, секущих вмещающие породы. Жильные образования, связанные с породами этой формации, редки и представлены полевошпатовыми и редкоземельными пегматитами, содержащими орбит, монацит и др. Большее практическое значение имеют зоны рассеянной минерализации танталита и других минералов колумбита, встречающиеся в отдельных участках массивов гранитоидов. При эрозии таких зон образуются россыпи, имеющие важное промышленное значение.

Иногда с породами этого типа связаны золоторудные месторождения золото-кварцевой (малосульфидной формации по Н. В. Петровской), а также месторождения флогопита. В качестве примеров районов широкого распространения пород этой формации следует привести Южную Африку, Канаду, Енисейский кряж и др.

Породы формации гранито-гнейсов, гранитов и мигматитов формируются в условиях ультраабиссальной и абиссальной фаций глубинности.

**Формация гранитов абиссальной фации и инъекционных гнейсов.** Под этим названием подразумеваются несколько более молодые граниты обычно верхнеархейского или протерозойского, реже рифейского и более молодого возраста. В отличие от гранитов предыдущей формации они представлены роговообманковыми, биотитовыми и аляскитовыми породами с нормальной гранитной структурой. Другое их отличие заключается в том, что хотя в целом они тоже слагают большей частью массивы, залегающие согласно со структурой вмещающих пород, однако секущие взаимоотношения здесь не являются редкостью. Эти и другие особенности, вероятно, указывают на преимущественно интрузивное происхождение пород этой формации. В контактах гранитных массивов также наблюдаются мигматиты, однако здесь они слагают сравнительно узкие зоны и обусловлены инъекцией магмы вдоль ослабленных поверхностей пород. Такие мигматиты многие петрофографы называют инъекционными гнейсами (Тернер и Ферхуген, 1961). Среди жильных пород, связанных с этой формацией,

преимущественным развитием пользуются мусковитовые пегматиты. Целый ряд особенностей строения и состава рассматриваемой группы пород (см. раздел о фациях глубинности магматических пород) указывает на то, что они формировались в условиях больших глубин и относятся к абиссальной фации. С этими гранитами связаны многочисленные месторождения полезных ископаемых и в том числе месторождения золота, мусковита, пегматиты с кассiterитом и танталитом, оловорудные и олово-вольфрамовые месторождения кассiterито-вольфрамито-кварцевой формации и др.

В качестве примеров пород этой формации можно привести древние граниты Южной Африки и Конго (Леопольдвиль), Альгоманские граниты Канадского щита, интрузии гранитов Станового комплекса в СССР и т. д.

**Формация стратифицированных интрузивов основного состава.** Массивы пород этой формации в основном сложены габбро, норитами, пироксенитами и перидотитами. Вместе с тем в верхних частях плутонов часто присутствуют кислые породы, представленные гранофирами, а иногда и гранитами. Наиболее характерной особенностью пород этой формации является стратифицированное строение массивов, которое заключается в том, что в нижней части массивов располагаются более основные породы, а в верхних частях все более и более кислые. Породы, слагающие каждую такую зону, имеют ритмично-слоистое строение, обусловленное чередованием полос, обогащенных или обедненных полевым шпатом. Преобладающий возраст пород этой формации протерозойский, однако известны массивы сходных пород и молодого (палеогенового) возраста (Скергаардский массив в восточной Гренландии). Обычно интрузивы этой формации имеют форму лополита (массивы Бушвельд, Седбери и др.) площадью до 20 000 км<sup>2</sup> при мощности в 6—7 км (Бушвельдский массив).

Происхождение этих пород интрузивное. Гранофиры и граниты, тесно связанные с основными породами, в настоящее время рассматриваются либо как продукты дифференциации базальтовой магмы, либо как образования, возникшие при ассилияции этой магмой вмещающих пород.

Подобные массивы обычно формировались в обстановке завершения складчатых движений в докембрийских подвижных зонах при превращении их в древние платформы.

С формацией стратифицированных интрузивов связаны медноникелевые месторождения с платиной, а также месторождения хромита с платиной и титаномагнетита. С красными гранитами Бушвельдского комплекса, по данным Дю-Тойта (1957), связаны руды олова, вольфрама, молибдена, висмута, меди и мышьяка, сопровождающиеся флюоритом, турмалином, топазом.

В качестве характерных примеров образований этой формации можно привести Бушвельдский массив в Южной Африке, массивы Седбери в Канаде, Стилуотер в Монтане (США), а также аналогичные массивы Кольского полуострова. Породы этой формации возни-

кали главным образом в условиях мезоабиссальной фации глубинности.

Формация анортозитов. Как указывают Ф. Тернер и Дж. Ферхуген (1961), существуют два типа докембрийских анортозитов \*, относящихся к разным ассоциациям (формациям — по нашей терминологии): 1) битовитовые анортозиты, слагающие многочисленные слои среди стратифицированных лополитов основных пород, описанных выше (Бушвельд, Стилуотер) и 2) андезиновые и лабрадоровые анортозиты, встречающиеся в виде крупных самостоятельных интрузий. Второй тип анортозитовых массивов и отнесен нами к формации анортозитов. Эти породы имеют главным образом протерозойский возраст. Они состоят преимущественно из плагиоклаза — андезина или лабрадора и резко подчиненного количества ромбического и моноклинного пироксена. Структура пород грубозернистая, катакластическая. С анортозитами часто ассоциируются габронориты, реже сиениты и монцониты. Иногда анортозиты ассоциируются с сиенитами и гранитами-рапакиви; последние также, возможно, являются продуктами дифференциации или реоморфической переработки пород кровли основных интрузий.

Массивы анортозитов часто достигают размеров 1000—1200 км<sup>2</sup> и имеют куполообразную кровлю. С ними иногда связаны месторождения титаномагнетитов.

В качестве примеров образования этой формации можно привести массивы Адирондак и Квебек на северо-востоке Северной Америки, ряд массивов в пределах Балтийского щита, Украинского кристаллического массива, а также массивы в южной части Алданского щита. Формация анортозитов возникла в основном в условиях мезоабиссальной фации.

### Группа формаций платформенных плит

Магматические образования, характерные для платформенных плит, представлены двумя главнейшими формациями: трапповой и кимберлитовой. Для этих формаций типично преобладание эфузивных пород основного и ультраосновного состава, широко распространенных только в пределах так называемых «подвижных» платформ (В. Е. Хайн и Ю. М. Шейнманн, 1960). На «устойчивых» платформах, хорошим примером которых является Русская платформа, вулканогенные породы распространены очень незначительно.

Трапповая (толеитовая) формация. Под этим названием обычно понимают комплекс эфузивно-интрузивных образований, по составу отвечающих базальтам или диабазам, распространенным в пределах «подвижных» платформ (Сибирская, Африканская, Индостанская) и состоящих в основном из лабрадора и моноклинного пироксена. Большой частью эти породы слабо дифференцированы. Дифференциация направлена в них, главным образом

\* Иногда анортозиты входят в состав габбро-пироксенит-дунитовой формации.

в сторону накопления железа в остаточных расплавах. Однако иногда в кровле более крупных интрузивных залежей развиваются гранофиры, связанные, как считают различные исследователи, с дифференциацией или имеющие реоморфическое происхождение.

Важной особенностью трапповой формации является огромный объем однородных излияний базальтовой магмы. Общая мощность траппов иногда достигает нескольких тысяч метров. Лавы обладают формой сравнительно маломощных покровов, переслаивающихся с континентальными осадочными отложениями. Интрузивные тела большей частью имеют характер силлов, реже даек.

Трапповые излияния тесно связаны с разломами, пересекающими породы платформенного чехла. Эти разломы нарушают первоначально простое строение платформенных плит и приводят к возникновению серии горст-антиклиналей и грабен-синклиналей.

С породами трапповой формации связаны медно-никелевые месторождения типа Норильска (СССР) и Инсизвы (Южная Африка) и железорудные месторождения так называемой магногипситовой формации, широко распространенные в пределах Сибирской платформы. Возможно, что с этой же формацией связаны медные и свинцово-цинковые месторождения (Мессина и Тсумеб в Африке, Подкаменная Тунгуска в СССР), а также месторождения исландского шпата.

В качестве примеров отдельных представителей трапповой формации можно привести траппы Сибирской платформы, базальты Дракенсберг и долериты Карру в Африке, деканские траппы или платобазальты в Индостане и др. Трапповые формации формировались в условиях акроабиссальной и гипабиссальной фации глубинности.

Кимберлитовая формация. Образования этой формации представлены кимберлитами — ультраосновной породой, состоящей в основном из оливина и небольшого количества авгита, пиропа, перовскита, флогопита, магнетита, ильменита и апатита. Главнейшими вторичными минералами, обычно замещающими оливин, являются серпентин и карбонат. А. П. Бобриевич, Б. М. Кретов и В. Н. Щукин (1961) отмечают, что кимберлиты могут быть представлены туфами и брекчиями, породами, имеющими базальтовый облик, а также лампрофировым типом пород, богатых слюдой.

Встречаются кимберлиты в виде вертикальных или крутопадающих трубчатых тел, гораздо реже в виде жил и даек очень незначительных размеров; контролируются они зонами разломов. Последние приурочены обычно к границе платформенных поднятий и прогибов. Иногда кимберлиты ассоциируются с траппами, но нередко развиты и в удалении от них. На этом основании, а также и по ряду других соображений большинство исследователей склоняются к мнению, что кимберлиты являются производными перидотитовой магмы и их ассоциация с траппами обусловлена структурными причинами (Бобриевич и Соболев, 1957). Многочисленные обломки

траffов, найденные в кимберлитах, вероятно, указывают на более молодой возраст последних.

С кимберлитами связаны месторождения алмазов, широко распространенные в Африке и в восточной части Сибирской платформы. Возникают кимберлиты обычно в условиях мезоабиссальной фации глубинности.

### Группа формаций геосинклинальных прогибов

Эта группа магматических формаций изучена сравнительно хорошо. В пределах геосинклинальных прогибов можно выделить два типа прогибов: существенно вулканогенные — эвгеосинклинали и существенно карбонатно-терригенные с малой ролью вулканогенных пород — миогеосинклинали. Эти два типа прогибов резко отличаются друг от друга как характером развитых в их пределах магматических формаций, так и историей процессов магматизма.

В пределах геосинклинальных прогибов первого типа обычно широко распространены следующие формации: спилито-диабазовая, андезито-дацитовая и габбро-плагиогранит-сиенитовая. Для этого типа прогибов характерна известная последовательность магматических процессов, которая выражается в образовании сначала пород спилито-диабазовой формации, которую позднее сменяют излияния андезито-дацитов. При этом обычно отмечается неоднократное чередование излияний основных и средних вулканитов и повторяемость внедрения интрузий основных, средних и умеренно кислых пород.

Магматическая деятельность в эвгеосинклиналях на ранних стадиях обычно проявляется в мощных излияниях основных эфузивов, а в более поздние стадии — в формировании массивов интрузивных пород основного, среднего и умеренно кислого состава. Подобная последовательность магматических процессов вероятно связана с тем, что ранние стадии магматизма совпадают с процессами преобладающего прогибания эвгеосинклиналей, а поздние — с господствующими поднятиями (Кузнецов, 1958; Горжевский, 1958). В геосинклиналях карбонатно-терригенного типа вулканогенные породы не играют сколько-нибудь существенной роли. Среди интрузивных формаций здесь главная роль принадлежит гранитным батолитам, формирование которых осуществляется преимущественно в конечные стадии развития геосинклинали, после завершения главных складчатых движений и общей инверсии.

**Спилито-диабазовая формация.** Формация представлена главным образом спилитами, диабазами и в подчиненном количестве — кератофирами (последние не являются обязательными членами формации и могут отсутствовать). Сами спилиты представляют собой лавы основного состава, состоящие из альбита (часто имеющего вторичное происхождение) и авгита или продуктов его изменения — актинолита, хлорита, эпидота и др.

Спилиты часто встречаются в виде пластов, чередующихся с морскими осадочными отложениями и представляют собой подводные

излияния. В спилито-диабазовую формацию входят и интрузивные образования, представленные дайками, силлами и лакколитами. Они сложены породами того же состава и отличаются от спилитов и диабазов условиями залегания и иногда лучшей степенью раскрытия кристаллизации.

Породы этой формации приурочены к интенсивно прогибающимся эвгеосинклиналям. Обычно они являются продуктами наиболее раннего магматизма и на более поздних стадиях развития эвгеосинклиналей сменяются излияниями средних, а иногда даже и кислых лав. В некоторых районах такой эволюционный ряд может повторяться два или три раза, но все эти излияния все же относятся к сравнительно ранней стадии развития эвгеосинклиналии.

Проблема происхождения спилитов является нерешенной. Ряд исследователей (Ф. Тернер и Дж. Ферхуэн и др.) считают, что спилиты являются производными базальтовой магмы и возникли под действием на последнюю ювенильных вод или морской воды. Другая возможная причина образования спилитов — это превращение базальтов в спилиты под действием натриевых вод, отходящих из подстилающих толщ в процессе их метаморфизма.

Со спилито-диабазовой формацией связаны эфузивно-осадочные месторождения железа и марганца и медноколчеданные месторождения. Образования этой формации характерны для акробиосальной фации глубинности.

В качестве примеров спилито-диабазовой формации можно привести среднепалеозойскую спилитовую формацию Урала, девонские спилиты герцинид Европы, эоценовые спилиты полуострова Олимпик в штате Вашингтон (США) и др.

Анdezito-dacitovaya formaция. Эта эфузивная формация распространена во многих эвгеосинклиналях. Она представлена породами весьма различного петрографического состава. Здесь, как отмечает Ю. А. Кузнецов (1958), резко преобладают андезитовые и дацитовые типы пород. Наряду с ними встречаются базальтовые, липаритовые и трахитовые лавы; иногда в составе этой формации встречаются породы с повышенной щелочностью и даже собственно щелочные. С эфузивами тесно ассоциируются суббулканические тела того же состава.

Андезито-дацитовая формация — продукт деятельности континентальных или островных вулканов. В связи с этим в ней обычен пирокластический материал, а вулканогенные породы переслаиваются с континентальными или морскими мелководными осадками.

Породы этой формации иногда приурочены к эвгеосинклиналям, для которых характерно менее интенсивное прогибание по сравнению с теми геосинклиналями, в пределах которых развита спилито-диабазовая формация. В качестве примера можно привести Сомхето-Кировабадскую зону Малого Кавказа, где начальные стадии развития альпийской геосинклиналии сопровождаются излияниями продуктов андезито-дацитовой формации. Иногда (зеленокаменный

синклиниорий Урала) образование андезито-дацитовой формации происходит после спилитовой, что, вероятно, связано с формированием внутренних поднятий в зеленокаменном синклиниории. Большинство исследователей считает, что породы андезито-дацитовой формации образовались при дифференциации базальтовой магмы и формируются в условиях акроабиссальной фации глубинности.

С андезито-дацитовой формацией связаны медноколчеданные месторождения, а также жильные золоторудные месторождения с шеелитом и иногда антимонитом.

В качестве примеров магматических комплексов этой формации можно привести юрско-палеогеновый эфузивно-интрузивный комплекс Сомхето-Кировабадской зоны Малого Кавказа, средне-палеозойский комплекс зеленокаменного синклиниория Урала и др.

**Габброплагиогранит-сиенитовая формация.** Формация объединяет пестрый комплекс пород, образующих интрузивные тела сложного многофазового характера. В данной формации обычно преобладают породы плагиогранитового, гранодиоритового и граносиенитового состава, однако часто присутствуют также щелочные граниты, сиениты, монцониты, кварцевые диориты, диориты и габбро. Обычно это тела сравнительно небольшого размера, иногда штокообразной формы. Как подчеркивает Ю. А. Кузнецов, постоянная пространственная связь пород этой формации с близкими по составу и возрасту эфузивами свидетельствует о наличии генетической связи между ними, а условия залегания интрузивов — об их субвулканической природе.

С породами этой формации связаны многочисленные контактово-метасоматические месторождения железа, меди, а также некоторые месторождения золота. В качестве примеров образований этой формации Ю. А. Кузнецов приводит Магнитогорск-Гумбейский интрузивный комплекс Урала, Степнякский комплекс Центрального Казахстана и др.

Формирование пород этой формации осуществляется в условиях гипабиссальной, реже мезоабиссальной фации глубинности.

**Формация гранитных батолитов.** Эта формация развита, главным образом, в пределах миогеосинклиналей, где вулканогенные породы не играют существенной роли, а господствующее распространение имеют терригенные отложения.

Гранитные батолиты часто имеют крупные размеры и обычно вытянуты согласно со структурами вмещающих пород. Однако иногда они секут вмещающие породы и приурочены к крупным разрывам. Батолиты сложены сравнительно однообразными породами, среди которых преобладают биотитовые микроклиновые граниты. Несколько более молодые аляскитовые граниты занимают подчиненное место. Явления гибридизма и ассилияции в связи с формированием этих интрузий развиты слабо. Преобладают гранитовые, иногда порфиривидные структуры.

Многие считают, что батолиты формировались в стадию главных поднятий и складчатости, однако, как это справедливо подчеркивает Ю. А. Кузнецов, часто их становление происходило после завершения основных складчатых движений.

В таком случае, по сравнению с временем внедрения пород вышеописанной габбро-плагиогранит-сиенитовой формации, гранитные батолиты являются обычно более поздними образованиями.

Большинство петрографов рассматривают породы этой формации как продукты кристаллизации гранитной магмы, возникшей при расплавлении участков сиалического слоя земной коры. Однако некоторые исследователи считают возможным рассматривать эти граниты как метасоматические образования, что с нашей точки зрения мало обосновано.

С гранитными батолитами этой формации связаны редкометальные пегматиты, главным образом натролитиевого типа; оловорудные месторождения кассiterito-кварцевой формации, часто содержащие литий и бериллий; вольфрамовые месторождения вольфрамито-кварцевой формации; иногда молибденовые месторождения молибдено-кварцевой формации и некоторые другие.

В качестве примера пород описываемой формации можно привести гранитные массивы пермского и юрского возраста Сибири и др. Породы формации гранитных батолитов формировались большей частью в условиях мезоабиссальной группы фаций.

Формация миаскитовых щелочных пород. Формация включает щелочные граниты, субщелочные и щелочные сиениты и нефелиновые сиениты миаскитового типа. Все эти породы часто встречаются совместно и образуют постепенные взаимопереходы. Они слагают серии обычно небольших и средних по размеру массивов трещинного типа, четко контролирующихся зонами разломов. Интрузивы относятся большей частью к гипабиссальной фации и иногда обнаруживают тесную связь с гранитами. Внедрение и застывание этих пород происходит после формирования главной массы гранитных пород, по окончании процессов главных поднятий и складчатости. Однако в отдельных случаях после формирования щелочных пород внедряются щелочные и субщелочные граниты, завершающие интрузивную деятельность в геосинклинали.

Большинство исследователей (Воробьев, 1960; Нечаева, 1961 и др.) считает, что породы этой формации представляют собой продукт дифференциации гранитной магмы. Обязательным условием возможности подобной дифференциации, вероятно, является сравнительно спокойная тектоническая обстановка, существовавшая после завершения интенсивных тектонических движений в геосинклинальных прогибах различного типа.

С породами этой формации связана редкоземельная минерализация. В качестве конкретных формаций щелочных магматических комплексов геосинклинальных зон можно привести комплекс щелочных пород Урала и Сибири.

## Группа формаций геоантиклинальных поднятий

Наиболее характерными формациями геоантиклинальных зон являются: порфировая, гранитоидная и формация малых интрузий. Возможно, что в дальнейшем можно будет здесь выделить еще и другие формации — монцонит-сиенитовую и щелочных гранитов, как это предлагает Ю. А. Кузнецов (1961).

Геоантиклинальные зоны разделяются на два типа: вулканогенные и карбонатно-терригенные. В первой из них вулканогенные породы широко распространены и относятся к образованиям порфировой формации. Другие эфузивные формации не играют здесь сколько-нибудь существенной роли. В геоантиклиналях карбонатно-терригенного типа вулканогенные породы вообще распространены незначительно. Гранитоидная формация и формация малых интрузий характерны для обоих вышеупомянутых типов геоантиклиналей.

Все рассматриваемые магматические формации геоантиклиналей развиваются в определенной последовательности. В начальные стадии, характеризующиеся заметным, но слабым (сравнительно с геосинклиналями) прогибанием структур, происходит формирование пород порфировой формации в геоантиклиналях вулканогенного типа. После главных поднятий и складчатости образуются массивы пород гранитоидной формации, иногда происходит внедрение и застывание пород комплекса малых интрузий.

**Порфировая формация.** В порфировую формацию мы объединяем различные породы, среди которых главное значение имеют андезито-дациты, дациты и липариты. Подчиненным развитием пользуются андезиты, кварцевые и бескварцевые кератофиры и некоторые другие породы. Выделенные Ю. А. Кузнецовым (1961) в пределах геоантиклинальных зон три вулканогенных формации: андезито-дацитовая, трахиандезитовая и липаритовая, примерно соответствуют характеризуемой формации.

В ее состав входят лавы, пирокластические породы, а также субвулканические интрузии, тесно связанные с породами вулканогенной толщи. Лавы и туфы образуют прослои и линзы среди осадочных пород как прибрежно-морского, так и континентального происхождения. Магматические породы различного состава часто переслаиваются и обнаруживают тесную пространственную и, вероятно генетическую связь. Однако иногда можно подметить, что кислые породы преимущественно локализуются в районах поднятий, а более основные — в зонах относительных прогибаний (Горжевский, 1958). Отсутствие основных эфузивов в составе порфировой формации, вероятно, объясняется ее происхождением из гранитной магмы. Породы этой формации относятся к образованиям акроабиссальной и гипабиссальной фаций глубинности.

С комплексом гипабиссальных интрузий порфировой формации связаны некоторые месторождения медных руд меднопорфирового типа, ассоциирующие со вторичными кварцитами.

Примеры порфировой формации, проявленные в пределах геоантеклиналей вулканогенного типа, многочисленны. Сюда относятся комплекс альбитофиров Рудного Алтая, Прибалхашского антиклиория Центрального Казахстана, верхнепалеозойский комплекс порфировых пород Караганда и т. д.

**Гранитоидная формация.** Гранитоидная формация включает группу пород по своим химико-минералогическим особенностям близких к породам порфировой формации. Сюда входят гранодиориты, кварцевые диориты и диориты и умеренноокислые граниты, иногда встречаются плагиограниты, монцониты, сиенито-диориты и др.

Взаимопереходы между этими породами постепенные, иногда резкие, секущие. Это обусловлено тем, что они представляют собой с одной стороны, продукты дифференциации гранитной магмы, а с другой — образования, имеющие ассилияционное происхождение.

Породы этой формации слагают сравнительно крупные массивы. Большой частью они относятся к гипабиссальным либо мезоабиссальным группам фаций и приурочены в основном к разрывным, иногда складчатым структурам. В последнем случае они часто представлены межформационными залежками.

В связи с тем что в геоантеклинальных поднятиях как карбонатно-терригенного, так и вулканогенного типа широко распространены карбонатные породы, в контактовых зонах интрузивов этой формации часто возникают скарны, передко рудоносные. С последними связана серия крупных месторождений шеелита, реже шеелита и молибденита. Иногда с этой формацией связаны молибденовые, медно-молибденовые и медно-вольфрамово-молибденовые скарновые, жильные и штокверковые месторождения. Встречаются также и скарновые месторождения железа (изредка обогащенные минералами бора), обычно некрупные. Наконец, в отдельных районах, как считают некоторые исследователи, с породами этой формации связаны золото-мышьяковые и золото-висмутовые, кассiterитово-сульфидные и полиметаллические месторождения, однако возможно, что все эти месторождения связаны с формацией малых интрузий.

Примеры магматических комплексов, относящихся к гранитоидной формации, многочисленны. Среди них можно упомянуть верхнепалеозойские интрузивы Чаткало-Нарынской геоантеклинальной зоны Тянь-Шаня, Змеиногорский комплекс Рудного Алтая, некоторые юрские интрузии Приаргунской геоантеклинальной зоны и т. д.

**Формация малых интрузий.** Иногда совместно или вслед за образованиями гранитоидной формации в пределах геоантеклинальных поднятий могут формироваться малые интрузии сходного состава. Вероятно, формация малых интрузий широко распространена также в пределах горных поднятий, где она возникла значительно позже формирования массивов гранитоидов. Однако, по нашему мнению, породы этой формации могут возникать и в пределах геоантеклинальных поднятий. В этом случае, благодаря спе-

цифическим тектоническим условиям некоторых структурно-фа-циальных зон, в период главной складчатости или после нее, вместо массивов гранитоидов формируются пояса и поля малых интрузий, представляющих собой образования того же магматического очага.

В настоящее время подобные образования изучены еще недостаточно и большая их часть считается значительно более молодой, чем гранитоиды.

### Группа формаций межгорных прогибов и горных поднятий

В эту группу входят магматические формации, формирующиеся в конечные стадии развития геосинклинальных систем, после завершения основных поднятий, складчатости и внедрения и застывания крупных интрузий. В этот период геосинклинальная система в геоморфологическом отношении представляла собой территорию, состоящую из межгорных котловин, заполнявшихся терригенными, а иногда и вулканогенными породами и разделяющих их горных поднятий, подвергавшихся интенсивной денудации. В состав этой группы формаций входят: формация эфузивов смешанного состава, приуроченных главным образом к межгорным прогибам, и формация малых интрузий, локализующихся преимущественно в пределах горных поднятий. Породы обеих формаций по своим химико-минералогическим особенностям весьма близки и, возможно, представляют собой образования одних и тех же магматических очагов.

Формация эфузивов смешанного состава. В состав этой формации входят базальты, андезиты, дациты и липариты. Преобладают обычно андезиты, которые иногда слагают до 75% от количества всех пород. Все эти породы локализуются в пределах межгорных котловин в виде толщи лав различного состава, переслаивающихся с пирокластическими и иногда терригенными образованиями, большей частью континентального происхождения. Как показало изучение молодых магматических комплексов этой формации, породы представляют собой продукты извержения вулканов центрального типа (Тернер и Ферхуген, 1961). Последние часто вытянуты вдоль зон разломов, приуроченных к границам межгорных впадин и обрамляющих их горных поднятий. С эфузивными породами обычно ассоциируются интрузивные субвулканические образования, также являющиеся членами данной формации. Ф. Тернер и Дж. Ферхуген обращают внимание на то, что по особенностям своего химизма породы этой формации резко отличаются от продуктов кристаллизации как толеитовой, так и щелочно-оливино-базальтовой серий, и, вероятно, не являются продуктами кристаллизации одной из этих магм, а своим происхождением обязаны процессам дифференциального расплавления земной коры.

С породами этой формации и в частности, вероятно, с субвулканическими аналогами эфузивов, формировавшимися в обстановке

акроабиссальной фации глубинности, связаны месторождения так называемой юной золото-серебряной формации и др.

В качестве примеров комплексов этой формации можно привести третичные эфузивы Карпат, Скалистых гор и т. д.

Формация малых интрузий. Породы этой формации весьма разнообразны по составу и представлены преимущественно дайками и штоками; генетически они обычно не связаны с гранитоидной формацией (скорее связаны с формацией эфузивов межгорных прогибов). В ряде случаев они являются, по-видимому, продуктами дифференциации гранитной магмы. В возрастном отношении эти породы, как правило, значительно моложе гранитоидных массивов и обычно слагают пояса, пересекающие последние и часто подчиняющиеся иному структурному плану.

Породы этой формации представлены диабазами, порфиритами, дацитами, гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами, кератофирами, гранитами, сиенитами и т. д. Их можно отнести к образованиям главным образом гипабиссальной, реже акроабиссальной и мезоабиссальной группы фации глубинности. Пояса, сложенные дайками и штоками этих пород, обычно приурочены к разрывам. С ними обнаруживают тесную пространственную и парагенетическую связь многие крупные гидротермальные месторождения полезных ископаемых, в том числе многие полиметаллические, кассiterito-сульфидные, золоторудные месторождения умеренно сульфидной формации и некоторые другие.

Хорошими примерами этой формации являются: комплекс верхнепалеозойских малых интрузий Урало-Тобольской зоны Урала, Рудного Алтая и Карамазара, Приаргунской зоны Восточного Забайкалья, палеогеновые малые интрузии Сихоте-Алиня и т. д.

### Группа формаций глыбовых зон

Представление о зонах глыбовых дислокаций не нашло еще необходимого развития в литературе по тектонике и поэтому требует специальных разъяснений. Глыбовые зоны являются тектонически активными элементами земной коры и представляют собой определенный тип подвижных зон и поясов. Глыбовые зоны возникают при процессах разрушения древних платформ, зон завершенной складчатости и срединных массивов и связаны с возникновением систем крупных разломов. Многие из них именуются «активизированными платформами», однако этот термин нельзя признать удачным, так как в данном случае активизации подвергаются не только платформенные структуры. Кроме того, по своим главнейшим признакам глыбовые зоны значительно отличаются от платформ.

От геосинклинальных систем они отличаются преобладающим развитием континентальных вулканогенно-обломочных формаций и резко подчиненной ролью складчатых дислокаций. Для глыбовых зон характерны длительно живущие разломы, разбивающие консолидированные структуры на ряд грабен-синклиналей и горст-анти-

клиналей. Выявляется четкая зависимость характера складчатых дислокаций от близости к разломам.

Инtrузивные комплексы этих зон близки по составу и тесно связаны с вулканическими комплексами, развитыми в их пределах, по существу, образуя сложные инtrузивно-эфузивные формации. Некоторые магматические формации глыбовых зон (например, гранитная и гранодиоритовая) сходны с определенными инtrузивными формациями геосинклинальных зон. Однако более детальное их рассмотрение выявляет определенные отличия (трещинный характер инtrузий, близповерхностные условия их образования и тесная связь с эфузивами, повышенная щелочность и др.).

Многие глыбовые зоны в заключительные стадии своего формирования подвергаются резкому воздыманию и в дальнейшем глубокому размыву. Поэтому в их пределах часто выявляются лишь серии инtrузивных тел, приуроченных к разрывным нарушениям. Это иногда приводит к развитию неправильных представлений о наличии «платформенных» гранитов, приуроченных к разрывам и формировавшихся без сколько-нибудь мощной покрышки осадочных, либо вулканогенных пород.

К характеризуемой группе относятся следующие формации: гранитная, гранодиоритовая, гранитоидно-щелочная и формация ультраосновных — щелочных пород.

Общей характерной особенностью этих формаций является принадлежность инtrузивов к гипабиссальной или даже субвулканической фации и четко проявляющаяся тесная связь с близкими по возрасту вулканогенными породами. Часто формирование инtrузий в глыбовых зонах происходит под «броней» вышележащих вулканогенных пород, иногда еще не полностью остывших. Это обстоятельство приводит к тому, что во многих случаях такие инtrузивные породы несут признаки фаций средних глубин, в то время как в действительности их застывание происходило недалеко от поверхности.

Другая характерная особенность массивов инtrузивных пород глыбовых зон заключается в их трещинном характере и приуроченности к разломам. В отдельных случаях эти образования, возможно, представляют собой корни эродированных вулканов.

Наконец, третьей характерной особенностью рассматриваемых образований является их повышенная щелочность, которая выражается не только в широком развитии щелочных пород, но также в повышенном содержании щелочей и постепенных переходах нормальных пород щелочноземельной серии в субщелочные разности.

**Гранитная формация.** Породы этой формации представлены лейкократовыми, часто аляскитовыми ультракислыми гранитами с несколько повышенным содержанием щелочей. В отличие от сходной формации гранитных батолитов геосинклинальных зон, которые относятся обычно к мезоабиссальной группе фаций, породы гранитной формации глыбовых зон застывали в условиях меньших глубин и относятся к гипабиссальной группе фаций, что, в частности, приводит к отсутствию или малому развитию здесь редкометальных

(натролитиевых) пегматитов, столь характерных для гранитных батолитов геосинклинальных зон (Калба, Восточное Забайкалье и др.). Гранитные массивы этой формации в глыбовых зонах часто прурочены к узким крутым поясам и контролируются разломами, либо залегают в виде плоских межформационных залежей, приуроченных к пологопадающим разрывам.

С этой формацией тесно связаны месторождения кассiterито-кварцевой и кассiterито-вольфрамито-кварцевой формации.

В качестве примеров магматических комплексов этой формации можно привести верхнепалеозойские оловоносные граниты герцинид Европы (Чешский массив, Центральное Французское плато, Испанская Мезетта), а также комплекс меловых оловоносных гранитов юго-восточной части Китая.

**Гранодиоритовая формация.** Эта формация представлена умеренноокислыми гранитоидами от кварцевых диоритов до нормальных умеренноокислых, иногда субщелочных гранитов. С этими породами часто ассоциируется комплекс малых интрузий, мелкие штоки и дайки гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиритов, иногда с четко выраженным признаками глубинного гибридизма. Возможно, что этот комплекс малых интрузий в генетическом и возрастном отношении представляет самостоятельную серию интрузивных образований, а его пространственная ассоциация с интрузиями гранитоидов обусловлена приуроченностью к одним и тем же структурам.

Сами массивы гранитоидов обычно имеют четко выраженный трещинный характер и локализованы вдоль зон разломов.

В тесной пространственной и парагенетической связи с вышеупомянутым комплексом интрузий находятся молибденовые месторождения кварцево-сернистой формации и золоторудные месторождения умеренносульфидной формации.

**Гранодиоритовая формация глыбовых зон** распространена, вероятно, сравнительно ограниченно. В качестве примера можно привести комплексы мезозойских интрузий золото-молибденового пояса Восточного Забайкалья, расположенного на границе Монголо-Охотского складчатого пояса и Алданского щита.

**Гранитоидно-щелочная формация.** Породы этой формации представлены главным образом щелочными гранитами, щелочными и нефелиновыми сиенитами. Подчиненную роль играют меланократовые и обогащенные нефелином разности сиенитов вплоть до малинитов, ювитов и ковитов.

Интрузивы этой формации часто имеют форму более или менее изометричных в плане тел с крутым падением контактов и залегают несогласно по отношению к вмещающим их слоистым породам (Нечаева, 1961). Вероятно, они приурочены к пересечениям разломов. О гипабиссальных условиях формирования массивов этой формации свидетельствуют широкое развитие порфировидных структур и миарол и пестрота петрографического состава отдельных массивов и комплексов. Многие исследователи считают, что происхожде-

ние этих пород обусловлено процессами дифференциации гранитной магмы.

С породами этой формации связаны крупные месторождения апатита, ниobia (пирохлор), циркония и редких земель иттровой группы.

Формация ультраосновных-щелочных пород. В эту формацию включен весьма своеобразный комплекс пород, в котором преобладают пироксениты, мельтейгиты и щелочные и нефелиновые сиениты. Подчиненную роль играют дуниты, меймечиты и щелочные гипербазиты.

Массивы, сложенные этими породами, часто имеют округлые очертания и невелики по размерам. Они относятся к гипабиссальной или даже субвулканической фации глубинности и, возможно, представляют собой корни эродированных вулканов. Часто эти массивы тесно связаны с окружающими их полями лав и туфов того же состава. В зависимости от степени эрозионного среза меняются количественные соотношения между интрузивными и эфузивными формациями (Гайдукова и др., 1962). Размещение массивов пород этой формации также четко контролируется зонами разломов.

Происхождение пород этой формации многими исследователями (Воробьева, 1960; Тернер и Ферхуген, 1961; Шейнманн, 1961) связывается с процессами дифференциации ультраосновной (по другим авторам — основной) магмы. Однако, как отмечает В. С. Гайдукова, в процессе формирования по крайней мере части этих пород принимают участие и постмагматические процессы перекристаллизации и замещения.

С породами этой формации связаны карбонатиты, часто содержащие крупные скопления ниobia, редких земель, апатита и др.

Формация ультраосновных-щелочных пород широко распространена в Сибири, Африке, Калифорнии и т. д.

### Формации океанического типа

Формация щелочных оливиновых базальтов. К этой формации по Ф. Тернеру и Дж. Ферхугену (1961) относятся базальты, богатые оливином и авгитом (океаниты, анкарамиты) и их интрузивные эквиваленты (пикриты), трахибазальты, олигоклазовые базальты (муджиэриты), трахиты и фонолиты.

Большая часть пород этой формации распространена в пределах океанических бассейнов, однако некоторое развитие сходные образования имеют на континентах. Так, к этой формации относятся некоторые породы восточноафриканских рифтов, Сирии, района Осло в Норвегии и т. д.

На этом основании Ф. Тернер и Дж. Ферхуген выделяют две ассоциации щелочных оливиновых базальтов — океаническую и континентальную. Отмечая многие черты сходства между этими

ассоциациями, они в то же время подчеркивают и различие, которое заключается в том, что количество высокодифференцированных лав (фонолиты, трахиты, щелочные риолиты) в некоторых континентальных провинциях заметно большее, чем в океанических.

С господствующими в этой формации эфузивными фациями тесно связаны субвулканические образования, а также интрузии, представленные сиенитами, монцонитами, эсекситами и другими комагматическими породами, формировавшимися в условиях акроабиссальной, а возможно и гипабиссальной фаций глубинности.

Наиболее древние образования этой формации имеют позднекаменноугольный — пермский возраст. Большинство же магматических комплексов формации имеет молодой — третичный и четвертичный возраст.

Что касается тектонических условий, в которых происходило формирование пород этой формации, то уже давно была подмечена их приуроченность к участкам стабилизации земной коры или к районам сбросовой деятельности. Однако в действительности вопрос является более сложным, и рифтовые долины восточной Африки нельзя рассматривать как результат простой сбросовой деятельности.

В этом отношении обращает на себя внимание большое сходство этой формации и описанной выше формации ультраосновных — щелочных пород, образующихся в период формирования глыбовых зон. Не исключена возможность, что структуры океанического типа представляют собой одну из разновидностей глыбовых зон.

Как указывают Ф. Тернер и Дж. Ферхуген, согласно общепризнанной в настоящее время петрологической теории, оливиновые базальты являются представителями первичной магмы, дериватами которой служат менее распространенные породы иного состава, ассоциирующие с оливиновыми базальтами.

Формация щелочных оливиновых базальтов имеет широкое распространение. Ее образования встречаются в Новой Зеландии, на Гавайских и других островах Тихого и Атлантического океанов, в Шотландии, Норвегии, на Сахалине, в Восточной Африке и т. д. Крупных месторождений полезных ископаемых, связанных с этой формацией, неизвестно. Возможно, при разрушении этих пород возникают россыпи минералов титана.

### Группа формаций глубинных разломов

Специфический, но весьма важный для металлогенеза тип структур представляют собой глубинные разломы. Как по своим масштабам, так и по значению для металлогенеза они вполне соизмеримы с различными другими типами структурно-фациальных зон.

Чаще всего глубинные разломы обусловливают границу структурно-фациальных зон разного типа, контролируют позицию опре-

деленных интрузий, определяя локализацию рудных поясов. Дальнейшая группировка зон глубинных разломов, как и глыбовых зон, должна проводиться прежде всего с учетом характера интрузий, развитых в их пределах.

Возникает вопрос, какая разница между глыбовыми зонами и зонами глубинных разломов?

Глубинные разломы представляют собой весьма специфические, долго живущие грандиозные структуры. Они являются характерным составным элементом геосинклинальных систем различных типов, хотя развиваются и в пределах консолидированных структур. Глыбовые же зоны развиваются только в пределах консолидированных площадей, и лишь некоторые из разрывов, развитых в их пределах, могут быть отнесены к категории глубинных разломов.

Глубинные разломы часто контролируют размещение пород самых различных магматических формаций, что отображает совмещение в их пределах процессов, характерных для прилегающих к ним структурно-фацальных зон. Однако к магматическим формациям собственно глубинных разломов, вероятно, следует относить лишь перidotитовую и габбро-пироксенит-дунитовую формации, образования которых практически встречаются только в пределах этих структур. Это обстоятельство, возможно, указывает на определенную генетическую связь между глубинными разломами и продуктами упомянутых формаций.

Перидотитовая формация. Представлена в основном перидотитами, в той или иной степени серпентинизированными. В резко подчиненном количестве встречаются гарцбургиты, габбро, троктолиты и пироксениты.

Упомянутые породы широко распространены и сравнительно хорошо изучены. Они образуют главным образом крутопадающие пластообразные и линзообразные залежи, часто согласные с вмещающими породами. Размеры отдельных тел обычно незначительны, однако они часто группируются в виде сравнительно узких и вытянутых поясов, протягивающихся на большие расстояния. Образование подобных поясов, как полагают многие исследователи, связано с внедрением перидотитовой магмы вдоль зон глубинных разломов, возможно, уходящих корнями в мантию земли.

Образования этой формации преимущественно приурочены к эвгеосинклиналям и в связи с этим отмечается их частая ассоциация с породами спилito-диабазовой формации. Так же, как и последняя, гипербазитовая формация проявляется в ранние стадии развития эвгеосинклиналей, хотя в отдельных районах наблюдается многократное внедрение гипербазитовых интрузий (Урал), в период, охватывающий начальные, ранние и даже частично средние стадии развития геосинклинали по Ю. А. Билибину.

Происхождение этих пород недостаточно ясно. Большинство исследователей рассматривает их как продукты кристаллизации перидотитовой магмы, образовавшейся при расплавлении отдельных участков в пределах мантии земли.

С перidotитовой формацией связан характерный комплекс полезных ископаемых. К ним относятся хромит, асбест и тальк, а при интенсивных процессах выветривания также силикатные руды никеля. Породы этой формации формируются главным образом в условиях гипабиссальной и частично мезоабиссальной группы фаций глубинности.

В качестве примеров пород этой формации можно привести среднепалеозойские гипербазиты Урала, нижнепалеозойские гипербазиты Алтае-Саянской системы, позднепалеозойский серпентинитовый пояс восточной Австралии, перidotитовый пояс Аппалачей (США) и др.

**Габбропироксенит-дунитовая формация.** В составе формации резко преобладают габбро, меньшую роль играют пироксениты и дуниты, часто присутствуют кварцевые диориты, плагиограниты и плагиосиениты. Последние два типа пород, как указывает Ю. А. Кузнецов, часто располагаются в кровле габбровых интрузий и в этом отношении сходных с гранофирами, приуроченными к кровле стратифицированных основных интрузивов щитов. Диориты и габбро-диориты для этой формации мало характерны, за исключением разностей гибридного происхождения.

Массивы габбро большей частью залегают согласно с вмещающими породами, иногда они совместно с ними дислоцированы. Породы этой формации слагают различных размеров массивы, обычно контролирующиеся зонами глубинных разломов.

Большинство исследователей (Ю. А. Кузнецов, Ф. Тернер и Дж. Ферхуген и др.) рассматривает породы этой формации как продукты дифференциации базальтовой магмы, в отличие от перidotитовой формации, являющейся продуктом перidotитовой магмы. Наблюдающееся иногда совместное расположение этих формаций, вероятно, объясняется структурными причинами и, в частности, приуроченностью их к зонам глубинных разломов.

Полезные ископаемые, связанные с характеризуемой формацией, сравнительно немногочисленны: с ультраосновными породами связаны месторождения самородной платины, палладия и хромитов, с породами основного состава — месторождения титаномагнетитовых и медно-ванадиевых руд вкрашенного типа.

Характерным примером габбропироксенит-дунитовой формации является послеордовикский магматический комплекс габбро и дунитов Среднего Урала (Сергиевский, 1960).

Габбропироксенит-дунитовая формация образуется в гипабиссальных и мезоабиссальных условиях.

Кроме собственно магматических формаций, краткая характеристика которых приведена выше, выделяется большое число формаций переходного вулканогенно-осадочного типа. Главнейшие рудоносные формации этого класса охарактеризованы в разделе, касающемся форм связи между вулканическими процессами и рудообразованием.

#### 4. О РУДНЫХ ФОРМАЦИЯХ МАГМАТОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

С магматическими формациями тесно связаны магматогенные месторождения полезных ископаемых, причем с определенной магматической формацией связаны специфические минеральные ассоциации руд, т. е. конкретные рудные формации.

Первые представления о рудных формациях как об определенных минерало-геохимических ассоциациях появились сравнительно давно (Богданович, 1913, Усов, 1933 и др.).

Основы современных представлений о рудных формациях были заложены С. С. Смирновым (1937), выделившим среди оловорудных месторождений формации пегматитовых, кассiterито-кварцевых и кассiterито-сульфидных руд. По представлениям С. С. Смирнова, рудная формация определяется сходными парагенетическими ассоциациями минералов, возникающими в близкой геологической обстановке, влияющей на структурно-текстурные особенности руд и их общий облик. Это определение, по существу, сохраняет свое значение и в настоящее время.

Большое значение для дальнейшего развития учения о рудных формациях имели работы А. Г. Бетехтина (1945, 1949, 1951), Ю. А. Билибина, Ф. И. Вольфсона (1954, 1962), Е. Е. Захарова (1953, 1955), В. А. Кузнецова (1964), Г. С. Лабазина (1957), И. Г. Магакьяна (1950), Н. В. Петровской (1960), Е. А. Радкевич (1952), И. Н. Томсона и Р. М. Константинова (1961) и др.

Следует отметить, что изучение рудных формаций производилось в основном с точки зрения классификации месторождений полезных ископаемых и в связи с этим вопросу о значении рудных формаций для понимания металлогенических закономерностей уделялось далеко недостаточное внимание.

Между тем, имеются основания утверждать, что именно рудные формации определяют металлогенический профиль зон и поясов, т. е. совокупность характерных месторождений определенного состава и типа. Месторождения того или иного металла или неметаллического полезного ископаемого могут быть характерны для металлогенических зон самого различного типа. Так, например, нам представляется, что для целей металлогенического анализа термины меднорудный пояс, меднорудная провинция или меднорудная эпоха являются недостаточно конкретными, так как месторождения медно-колчеданной формации характерны для геосинклинальных прогибов вулканогенного типа (Урал, Северный Кавказ, северная часть Большого Кавказа); месторождения меднопорфировой формации, часто содержащие молибден и в этом случае иногда носящие название медномолибденовых, типичны для геантектических поднятий вулканогенного типа (Прибалхашье, Южная Америка, Карамазар); месторождения формации медиистых песчаников встречаются как в пределах зон протерозойской складчатости (Катанга, Замбия,

Удокан в СССР), так и в межгорных и краевых прогибах (Джезказган, Предуралье).

Столь же неопределенным является понятие о железорудных поясах и провинциях. Железорудные месторождения формации железистых кварцитов локализуются почти исключительно в пределах протерозойских подвижных зон, в послепротерозойских эвгеосинклиналях распространены железорудные месторождения титаномагнетитовой формации, связанные с массивами габбро, и магнетит-гематитовые месторождения в скарнах (Урал, Кузнецкий Алатау и Горная Шория); магнومагнетитовые железорудные месторождения связаны с траппами, распространенными в пределах «подвижных» платформ, а железорудные месторождения лимонит-сидерит шамозитовой формации, как и гидрогетитовые осадочные месторождения, развиты почти исключительно в пределах «устойчивых» платформ.

Весьма наглядно зависимость между геотектоническими условиями и рудными формациями может быть показана на следующем примере. Оловорудные зоны с месторождениями кассiterito-кварцевой формации связаны либо с миогеосинклинальными прогибами флишоидного типа (Калба, Восточное Забайкалье, Инъяли — Дебинская зона Северо-Востока СССР и др.), либо с областями активизации (глыбовые зоны — юго-восточный Китай, Чешский и Центрально-Французский массивы, Испанская мезетта герцинид Западной Европы). Месторождения кассiterito-сульфидной формации преимущественно распространены в пределах геоантклинальных поднятий карбонатно-терригенного, реже вулканогенного типа (Сихотэ-Алинь, Северо-Восток СССР и др.). Таким образом, и для оловорудных провинций, как и для многих провинций, в пределах которых локализуются месторождения других полезных ископаемых, выявляется профилирующее значение рудных формаций.

Наряду с изменением характера рудных формаций в пространстве можно подметить смену одних формаций другими и во времени. Это обстоятельство находится в закономерной связи с общим необратимым характером геологического и, в частности, металлогенического развития земной коры.

В связи с этим отметим, что среди оловорудных месторождений докембрийского возраста преобладают оловоносные пегматиты; месторождения типичной кассiterito-кварцевой формации являются господствующей формацией в палеозое и отчасти в мезозое; в конце мезозоя и в кайнозое ведущую роль уже играют образования кассiterito-сульфидной формации.

Аналогичные выводы можно сделать и относительно формаций золотых руд, используя данные Н. В. Петровской (1960).

В архее и отчасти в нижнем протерозое среди месторождений золота основное значение имела формация золотоносных конгломератов (Южная Африка, Канада, Бразилия). В протерозое господствующую роль приобретает малосульфидная формация золотых руд (Енисейский кряж, Лена). В палеозойскую и мезозойскую эру преобладающим развитием пользуются умеренно сульфидная и су-

Характерные особенности формаций золотых руд  
(по Н. В. Петровской)

Характерные особенности	Мало сульфидные	Умеренно сульфидные	Существенно сульфидные	Убого сульфидные
Количество сульфидов в руде в %	0,5—5	10—20	50—70 и больше	Менее 0,5
Ассоциация с магматическими породами	С крупными массивами гранитоидов	С дайками и малыми интрузиями	С дайками пород диоритового и диабазового состава	Связь с магматическими породами часто не обнаруживается
Глубина формирования руд	Значительная	Средняя и незначительная	Незначительная	Всегда незначительная
Рудолокализующие структуры	Региональные зоны рассланцевания	Протяженные трещины скальвания и разрыва и тонкая трещиноватость	Системы различно ориентированных разломов и локальных зон рассланцевания, передко осложняющих брахиантиклинальные структуры	Зоны брекчий в участках блоковых (нередко в тектонических депрессиях) деформаций
Характерные текстуры и структуры руд	Обычны массивные текстуры руд, а также полосчатые — унаследованные и образованные при повторных приоткрываниях швов	Характерны шестоватые и гребенчатые текстуры заполнения полостей. Неоднороднозернистые структуры метасоматического происхождения	Массивные, полосчатые (унаследованные, метаморфогенные и др.), брекчевые и метаколлоидные	Типичны структуры наслаждения и раскристаллизации гелей (метаколлоидные полосчатые), а также брекчевые и крустификационные
Характерные процессы изменения вмещающих пород	Альбитизация, хлоритизация, серицитизация, карбонатизация, окварцевание, сульфидизация	Березитизация, серицитизация, хлоритизация, сульфидизация, иногда турмалинизация	Серицитизация, хлоритизация, окварцевание, пиритизация, баритизация, карбонатизация	Каолинизация, окремнение, карбонатизация, серицитизация, адуляризация
Относительное распространение ранней и поздней сульфидных ассоциаций	Господствует ранняя сульфидная ассоциация	Наряду с ранней существенную роль играет и поздняя сульфидная ассоциация	Широко развиты ранняя и поздняя сульфидные ассоциации	Господствуют поздние сульфидные ассоциации
Особенности золота	Характерно крупное, позднее высокопробное золото, нередки самородки	Сочетание крупного позднего золота с дисперсным	Господствует дисперсное золото	Тонкое, низкопробное золото и его скопления
Характер распределения золота	Распределение золота кустовое, с группировкой кустов в отдельных зонах	Более равномерное в пределах участков обогащения сульфидами	Сравнительно равномерное	Характерны богатые рудные столбы, беднеющие с глубиной
Наиболее характерные изменчивые комплексы	Анкерит, альбит, серицит, хлорит	Карбонаты, серицит, хлорит, турмалин	Кварц, серицит, хлорит	Адуляр, карбонаты, каолинит, гидрослюдя
Возраст месторождений	Докембрийский, реже более молодой	Палеозойский и мезозойский	Палеозойский и мезозойский	Верхнемезозойский, возможно кайнозойский
Примеры золото-рудных районов	Енисейский кряж, Ленский район	Забайкалье, Центральный Алдан, Казахстан, Урал	Колчеданные месторождения Урала и Казахстана; полиметаллические месторождения Алтая и Забайкалья	Забайкалье, Дальний Восток

## Главнейшие рудные формации магматогенных месторождений

Группы рудных формаций	Комплексы рудных формаций	Рудные формации	Генетический тип и ведущее полезное иско- наемое	Местонахождение месторождений и районов
<b>I. Серия рудных формаций древних платформ</b>				
Формации щитов, массивов и кристаллического основания платформ	Формации, связанные с формацией абиссальных гранитов и инъекционных гнейсов	Мусковитовая Берилл-танталитовая Флогопитовая Магнетитовая Золоторудная (мало-сульфидная) Уран-хлорит-гематитовая	Пегматитовый; мусковит Пегматитовый; берилл, тантал Метасоматический; флогопит Метасоматический; железо Гидротермальный; золото Гидротермальный; уран	Мамский, Прибайкалье Южная Африка Прибайкалье Алдан Енисейский кряж, Алдан Канада (Эльдорадо, Эйс-Фей, Гуннар)
	Формации, связанные с формацией стратифицированных интрузий основного состава	Пентландит-халькопирит-пирротиновая Хромитовая	Магматический; никель, кобальт, медь, платина Магматический; хром	Канада (Седбери), Кольский полуостров Южная Африка
	Формации, связанные с формацией апортоцитов	Титаномагнетитовая	Магматический; титан	Канада, США
	Формации, связанные с платформенными гранитами (рапакиви)	Гематит-магнетитовая	Магматический; железо	Кирунавара и др. (Швеция)
Формации платформенных плит	Формации, связанные с траппами	Пентландит-халькопирит-пирротиновая Магномагнетитовая Сфалерит-галенитовая в карбонатных породах Формация исландского шпата	Магматический; никель, кобальт, медь, платина Гидротермальный; железо Гидротермальный; свинец, цинк Гидротермальный; исландский шпат	Норильск (Сибирь) Сибирь Бассейн Миссисипи — Миссури (США) Сибирь
	Формации, связанные с кимберлитами	Алмаз-пироповая	Магматический; алмазы	Сибирь, Южная Африка
<b>II. Серия рудных формаций геосинклинальных систем</b>				
Формации эвгеосинклиналей	Формации, связанные со спилит-диабазовой, реже андезит-дацитовой формацией	Медноколчеданная	Гидротермальный; медь, цинк, золото	Урал, Кавказ, Риотинто (Испания)
	Формации, связанные с габбро-плагиогранитной формацией	Титаномагнетитовая Медно-ванадиевая	Магматический; титан, железо Магматический; медь ванадий	Урал Урал
	Формации, связанные с сиенит-гранитоидной формацией	Гематит-магнетитовая Халькопиритовая	Скарновый; железо Скарновый; медь	Урал, Западная Сибирь Турьинские рудники (Урал)

Группы рудных формаций	Комплексы рудных формаций	Рудные формации	Генетический тип и ведущее полезное иско- напомое	Местонахождение месторождений и районов
Формации мио-геосинклиналей	Формации, связанные с формацией гранитных батолитов	Сподумен-лепидолитовая Цинвалидит-микролитовая Лепидолит-берилловая Вольфрамит-кварцевая Кассiterит-кварцевая Шмальтин-никелин-хлоантит-аргентитовая	Пегматитовый; литий Гидротермальный; тантал Гидротермальный; литьй Гидротермальный; вольфрам Гидротермальный; олово Гидротермальный; кобальт, серебро	СССР » » Забайкалье, Восточный Казахстан То же ГДР, Чехословакия
	Формации, связанные с щелочными породами	Циркон-иттрий-редкоземельная Пирохлор-цирконовая (альбититы и мариуполиты)	Пневматолито-гидротермальный; цирконий, редкие земли Пневматолито-гидротермальный; ниобий, цирконий	
Формации гео-антеклинальных поднятий	Формации, связанные с порфировой магматической формацией	Халькопирит-серцицит-кварцевая (мединопорфировая) Корунд-андалузитовая	Гидротермальный; медь, молибден Гидротермальный; корунд	Казахстан, Армения Казахстан
	Формации, связанные с гранитоидной магматической формацией	Шеэлитовая и молибденит-шеэлитовая Людвигитовая	Скарновый; вольфрам, молибден Скарновый; бор	Средняя Азия, Кавказ СССР
6*	Формации, связанные с формацией малых интрузий	Галенит-сфалеритовая Галенит-сфалерит-пиритовая (в вулканогенных породах) Галенит-сфалеритовая (в известняках) Кассiterит-сульфидная Золоторудная (умеренно сульфидная) Барит-сульфидная	Скарновый; свинец, цинк Гидротермальный; свинец, цинк, медь, золото Гидротермальный; свинец, цинк Гидротермальный; олово Гидротермальный; золото Гидротермальный, барит, свинец, серебро	Средняя Азия, Сихоте-Алинь Рудный Алтай Забайкалье Дальний Восток Казахстан, Урал Рудный Алтай, Казахстан
Формации межгорных прогибов и горных поднятий	Формации, связанные с магматической формацией различных эфузивов и малых интрузий	Золото-серебряная Ртутная	Гидротермальный; золото, серебро, теллур Гидротермальный; ртуть	Кордильеры, Карпаты, Забайкалье Карпаты
		Реальгар-айтимонитовая Шеэлит-ферберит-антимонитовая Кварц-флюоритовая	Гидротермальный; мышьяк, сурьма Гидротермальный; вольфрам, сурьма Гидротермальный; флюорит	Карпаты Забайкалье »

## III. Серия рудных формаций глыбовых зон (зон активизации)

Формации, связанные с гранитной формацией	Кассiterит-кварцевая Вольфрамит-кварцевая	Гидротермальный; олово Гидротермальный; вольфрам	Юго-Восточный Китай, Западная Европа То же
---	--	---	---

Продолжение табл. 10

Группы рудных формаций	Комплексы рудных формаций	Рудные формации	Генетический тип и ведущее полезное иско- паемое	Местонахождение месторождений и районов
	Формации, связанные с гранитоидной формацией	Молибденит-серицит-кварцевая Золоторудная (умеренно сульфидная)	Гидротермальный; молибден Гидротермальный; золото	Забайкалье »
	Формации, связанные с гранитоидной щелочной формацией	Апатит-нефелиновая Пирохлор-цирконовая (альбиты и мариуполиты)	Магматический; апатит, алюминий Пневматолито-гидротермальный; ниобий, цирконий	Кольский полуостров
	Формации, связанные с формацией ультраосновных щелочных пород	Пирохлоровые карбонаты	Гидротермальный; ниобий	Африка, Восточная Сибирь

## IV. Серия рудных формаций глубинных разломов

Формации, связанные с дунит-гарнокорундовой формацией	Хромитовая Хризотил-асбестовая Тальковая	Магматический; хром Гидротермальный; хризотил-асбест Гидротермальный; тальк	Прибайкалье, Урал Урал »
Формации, связанные с габбро-пироксенит-дунистой формацией	Платиноидная	Магматический; платина, осмий, иридий	Урал

щественно сульфидная формации. В конце мезозоя и в кайнозое важнейшее значение приобретает юная золото-серебряная формация. Характерные особенности формаций золотых руд рассмотрены в табл. 9 (кроме формации золотоносных конгломератов).

Для целей металлогенического анализа и систематики рудных формаций рационально объединение последних в комплексы, группы и серии, аналогично формациям наиболее полно изученных горных пород осадочного происхождения.

Под термином комплекс рудных формаций следует понимать совокупность рудных формаций, связанных с определенной формацией магматических, метаморфических или осадочных пород и обладающих в связи с этим определенными чертами сходства. Для магматогенных рудных формаций понятие о комплексе рудных формаций не является принципиально новым, оно близко к «рудному комплексу» Ю. А. Билибина (1955) и «генетическому ряду» Х. М. Абдуллаева (1960).

Рациональность представления о комплексе рудных формаций для целей металлогении обусловлена тем, что, как правило, с одной формацией горных пород генетически связано несколько рудных формаций, совокупность которых требует специального названия. В качестве примера можно привести терригенную (осадочную) формуацию платформ, с которой связаны обычно территориально обособленные формации осадочных месторождений марганца (пиролюзит-псиломелан-родохрозитовая), железа (лимонит-сидерит-шамозитовая) и алюминия (гидрагиллит-бемитовая).

Другим примером является комплекс рудных формаций, генетически связанный с дунит-гарпбургитовой формацией. В этот комплекс рудных формаций входят хромитовая, хризотил-асbestовая и тальковая формации (табл. 10).

Несколько комплексов рудных формаций иногда целесообразно объединить в группу. Под группой рудных формаций следует понимать совокупность рудных формаций, характерных для структурно-фацальных зон определенного типа. Обычно группа рудных формаций связана уже не с одной, а с несколькими формациями горных пород. Именно группа рудных формаций определяет металлогенический профиль структурно-фацальных зон, что и обуславливает целесообразность введения этого понятия.

В качестве примера можно привести группу рудных формаций «устойчивых» плит. В эту группу входят формации алюминиевых и железных руд, связанных с корой выветривания (гидрагиллитовая и лимонитовая), железных руд (лимонит-сидерит-шамозитовая морская и гидрогётиловая континентальная), марганцевых руд (пиролюзит-манганит-родохрозитовая), алюминиевых (гидрагиллит-бемитовая), фосфатовых (фосфоритовая) и других типов руд осадочного происхождения, формации элювиальных россыпей циркона, монацита, рутила и др.

Другим примером является совокупность рудных формаций, развитых в пределах миогеосинклиналей флишоидного типа (Горжевский

Козеренко, 1956) и связанных с магматическими формациями гранитных батолитов. В эту группу входят формации берилловых, сподуменовых и tantalовых пегматитов, кассiterито-кварцевая и вольфрамито-кварцевая формации, а также формация руд комплексных молибденит-вольфрамит-кассiterит-берилловых месторождений.

Совокупность рудных формаций, характерную для наиболее крупных структурных элементов земной коры, таких, как платформы, геосинклинальные области, глыбовые зоны, предлагается именовать серией рудных формаций.

Понятие рудная формация, кроме определенных минеральных ассоциаций, включает также геологическую обстановку, в которой происходит формирование руд; состав вмещающих пород, степень их пористости и трещиноватости, строение разреза, структуру участка, глубину формирования месторождений от дневной поверхности и пр.

Все эти факторы оказывают большое влияние не только на форму и условия залегания рудных тел, но также и на текстуры и структуры руд и их минеральный состав и в том числе на количественные соотношения главных рудных и жильных минералов.

В связи с этим трудно согласиться с чисто минералогическим подходом к выделению рудных формаций. Так, например, едва ли правильно выделение единой свинцово-цинковой формации, как это предлагалось некоторыми авторами. Нам представляется, что сколько-нибудь крупные скопления свинцово-цинковых руд первично гидротермального происхождения следует относить к одной из нижеследующих формаций:

- 1) залежи в метаморфических породах докембрия (тип Брокен-Хил в Австралии и Сулливан в Канаде);
- 2) сложные залежи в вулканогенных породах (Рудноалтайский тип);
- 3) трубообразные и неправильные залежи в известняках иногда в связи со скарнами (Приаргунский в Забайкалье и Карамазарский в Средней Азии типы);
- 4) пластообразные залежи вкрапленных руд в карбонатных породах (тип Карагату в Казахстане и Миссисипи — Миссури в США);
- 4) жилы и жильные зоны в различных породах (Садон на Кавказе).

Несмотря на то что главными наиболее ценными минералами всех этих формаций являются сфалерит и галенит, геологическая обстановка формирования руд настолько различна, что в значительной мере определяет морфологию и условия залегания рудных тел. Есть основание думать, что эта обстановка оказывает также существенное влияние и на некоторые особенности состава руд, далеко еще не полностью выявленные к настоящему времени. Так, например, руды, залегающие в метаморфических породах докембрия (вероятно осадочно-вулканогенного происхождения), вместе с вмещающими породами подверглись интенсивному метаморфизму, в связи с чем образовались плойчатые и полосчатые текстуры и произошло изменение минерального состава руд. При этом увеличилась роль

сульфидов железа, среди которых часто главное значение приобретает пирротин. В связи с этим описываемую формацию можно назвать галенит-сфалерит-пирротиновой.

Залежи свинцово-цинковых руд, приуроченные к вулканогенным породам, характеризуются уже другими структурами и текстурами руд. Сульфиды железа и здесь имеют в рудах большое значение, но главная роль среди них принадлежит пириту. Свинец в количественном отношении к цинку в среднем составляет  $1 : 2^*$ . Кроме свинца и цинка, промышленное значение в рудах иногда имеют медь, кадмий, золото, серебро и редкие и рассеянные элементы, связанные с сульфидами. Эту формацию рационально назвать галенит-сфалерит-пиритовой.

Свинцово-цинковые руды, слагающие метасоматические залежи в известняках, часто в связи со скарнами, характеризуются своими особенностями минерального состава. Здесь сульфиды железа, представленные пиритом, хотя и играют в составе руды существенную роль, но все же значительно меньшую, чем в предыдущем типе. Сфалерит незначительно преобладает над галенитом, и соотношение свинца к цинку обычно около  $1 : 1$ . Основными полезными компонентами в рудах, кроме свинца и цинка, являются кадмий, серебро и некоторые рассеянные элементы. Золото и медь редко дают промышленные концентрации (галенит-сфалеритовая формация).

Пластообразные залежи убого вкрашенных свинцово-цинковых руд в карбонатных породах отличаются весьма своеобразными минеральными особенностями. Сульфиды железа, представленные марказитом и пиритом, по сравнению с сфалеритом и галенитом играют подчиненную роль. Главными минералами, слагающими рудные тела, являются карбонаты (доломит, кальцит и анкерит) и барит. Галенит в количественном отношении, как правило, преобладает над сфалеритом\*\*. Примерное отношение свинца к цинку составляет  $1 : 0,5 - 0,8$ . Главными полезными компонентами руд, кроме свинца и цинка, являются серебро, барит и некоторые рассеянные элементы. Эту формацию можно было бы назвать сфалерит-галенит-карбонатной.

Свинцово-цинковые руды, заключенные в жилах и жильных зонах, пересекающих различные породы, образовались главным образом путем выполнения полостей. Главными рудными минералами здесь являются сфалерит и галенит; сульфиды железа, представленные пиритом и иногда пирротином, играют подчиненную роль. По данным А. А. Амираланова (1957), в этом типе руд галенит преобладает над сфалеритом, и соотношения свинца и цинка колеблются от  $1,5 : 1$  до  $2 : 1$ . Кроме свинца и цинка, руды содержат серебро и кадмий.

Различные условия локализации свинцово-цинковых руд, различные их условия залегания и морфология рудных тел вместе с выше-

\* Основные количества сфалерита и галенита во всех сравниваемых типах месторождений возникли в одну стадию минерализации.

\*\* За исключением района Восточного Теннесси в США и Ачисайского месторождения в Карагату, где развиты цинковые руды.

перечисленными минералогическими особенностями заставляют относить перечисленные типы руд к различным рудным формациям.

Целесообразность выделения вышеперечисленных пяти рудных формаций свинцово-цинковых руд подтверждается также и тем, что эти формации совпадают с промышленными типами полиметаллических руд, впервые выделенных В. М. Крейтером (1940). Как справедливо подчеркивает этот исследователь, «группировка промышленных типов месторождений должна базироваться на представлении о месторождениях как о любых геологических телах..., характеризующихся определенной формой, размерами, вещественным составом и условиями залегания. При таком подходе эта группировка как бы становится генетической в широком геологическом смысле слова» (Крейтер, 1960).

Авторы считают, что в таком понимании промышленные типы представляют собой уже промышленно-генетические подразделения и близки к соответствующим рудным формациям.

Систематика рудных формаций, их комплексов, групп и семейств не противоречит широко распространенной генетической классификации месторождений полезных ископаемых.

Если в основу последней положены часто гипотетические представления о характере и температуре физико-химической системы, из которых произошли руды, то в основе предлагаемой классификации лежит связь месторождений полезных ископаемых с формациями горных пород и последних с определенными типами структурно-фацимальных зон, испытавших тот или иной характер тектонической эволюции.

По нашему мнению, последняя классификация более удовлетворяет задачам металлогенического анализа. В табл. 10 приводится попытка группировки рудных формаций магматогенных месторождений, основанная на вышеизложенных принципах.

## 5. О ФОРМАХ СВЯЗИ МЕЖДУ МАГМАТОГЕННЫМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ И МАГМАТИЧЕСКИМИ ПОРОДАМИ

Связи между магматическими породами и магматогенными месторождениями, которые с ними ассоциируются, могут быть весьма различными. В одних случаях те или иные минеральные образования тесно связаны не только с определенными интрузивами, но и с теми или иными разностями пород, которые их слагают, и, следовательно, обладают близкими генетическими взаимоотношениями с изверженными массами определенного типа, в других случаях хотя и выявляются связи с конкретными интрузивными телами, обычно сложного строения, но месторождения могут располагаться вдали от их контуров; такие взаимоотношения лучше всего именовать, как мы думаем, отдаленными генетическими; наконец, взаимоотношения могут быть еще более отдаленными, парагенетическими и здесь в свою очередь выявляются различные разновидности этих связей, то более близкие, то совсем далекие. Например, месторождения,

приуроченные к закономерным рядам вулканогенно-осадочных формаций, могут залегать не только среди вулканогенно-осадочных образований, но и среди осадочных пород, однако анализ более широкой площади позволяет выявить магматогенное, либо комбинированное магматогенно-осадочное происхождение рудного вещества и установить закономерную позицию рудоносных зон по отношению к зонам проявления вулканических процессов того или иного характера. Среди парагенетических взаимоотношений необходимо выделять, как мы думаем, близкие, отдаленные и весьма отдаленные связи. Последние весьма специфичны и как мы стараемся показать дальше, должны быть выделены в особую группу. Их лучше всего назвать телегенетическими связями.

Для решения проблемы отдаленных и особенно весьма отдаленных связей ценные данные получены при изучении современных вулканических процессов. Нет нужды доказывать, что те или иные выводы о характере взаимоотношений эндогенных месторождений с магматическими породами, выявление подчас очень сложных и далеких связей эндогенного, либо комбинированного вулканогенно-осадочного рудообразования с процессами магматизма дают ценные сведения для металлогенических исследований. Только ясные представления о многообразии и сложности форм связи эндогенных месторождений с магматическими комплексами позволяют выявить определенные закономерности пространственного размещения собственно-магматогенных, либо вулканогенно-осадочных месторождений по отношению к комплексам интрузивных, эфузивных, либо вулканогенно-осадочных пород.

Мы употребляем термин «группа форм связи», подчеркивая этим, что выделенные основные разновидности взаимоотношений между магматическими и рудными образованиями имеют еще более дробные подразделения на подгруппы, которые в свою очередь делятся на виды. Всего по общности происхождения выделяется таким образом три основных группы связей — генетические, парагенетические и телегенетические. В качестве особой, четвертой группы должны быть выделены чисто структурные связи, при которых выявляется пространственная приуроченность рудных образований к определенным магматическим телам без каких-либо даже самых отдаленных генетических взаимоотношений.

Группа генетических связей делится на две подгруппы — близких и отдаленных.

В случае близких генетических связей выявляется приуроченность не только к определенным комплексам магматических образований, но и к определенным разностям этих сложных комплексов. Рудные месторождения в этих случаях образовались из расплавов совершенно определенного состава. Магматические тела и рудные образования поэтому очень близко пространственно связаны друг с другом и в ряде случаев даже обладают постепенными переходами.

При отдаленных генетических связях удается выявить приуроченность рудных месторождений к конкретным интрузивным масси-

вам сложного состава, но сами рудные образования чаще всего находятся в удалении от этих массивов. Вероятно, рудные месторождения в этих случаях связаны с неглубоко расположенными магматическими очагами, приуроченными к более глубинным частям конкретных массивов интрузивных пород.

Парагенетические взаимоотношения выявляются в тех случаях, когда возникновение как магматических тел, так и рудных месторождений обязано действию единого и по всей видимости глубоко залегающего магматического очага. Таким образом, в случае парагенетических взаимоотношений не устанавливается непосредственной связи между определенными массивами магматических пород и ассоциирующимися с ними рудными образованиями, а те и другие имеют лишь общий глубинный источник. Образование магматических пород и парагенетически с ними связанных рудных месторождений всегда разновременно, они возникают на разных этапах деятельности глубинного магматического очага.

Группа парагенетических связей так же, как и генетических, делится на две подгруппы — близких и удаленных. В случае близких парагенетических взаимоотношений, несмотря на четко выявленную разновременность образования пород и руд, устанавливается тесная пространственная связь интрузивных тел определенного типа и рудных образований; это чаще всего свидетельствует об относительно незначительном разрыве во времени между формированием изверженных масс и руд.

В случае удаленных парагенетических взаимоотношений выявляются лишь связи между тем или иным сложным магматическим комплексом в целом и определенными рудными образованиями. Анализ взаимоотношений магматических тел и руд, которые можно произвести только на достаточно обширной площади отдельных рудных районов, устанавливает значительный разрыв во времени между формированием магматических и рудных образований.

Телегенетические взаимоотношения обозначают, что связи между какими-либо магматическими комплексами и рудными месторождениями весьма удаленные. Принципиальным отличием их от удаленных парагенетических связей является то, что рудное вещество в данном случае имеет сложное комбинированное происхождение. Оно имеет не только глубинный магматический генезис, но и связано с действием экзогенных факторов.

Телегенетические взаимоотношения выявляются не только в результате формационного анализа обширных территорий, рудных районов и провинций, но и в результате расшифровки сложного и разнохарактерного комплекса процессов рудообразования. Телегенетические взаимоотношения типичны для группы вулканогенно-осадочных месторождений. Эти формы связи еще изучены недостаточно и поэтому среди них не удается выделить подгруппы.

Среди подгрупп, на которые мы подразделили генетические и парагенетические формы связи, выделяются в свою очередь отдельные виды. Так, например, близкие генетические связи различны

для раннемагматических (аккумулятивных), позднемагматических (фузивных или гистеромагматических), ликвационных, пегматитовых и различных месторождений пневматолито-гидротермального генезиса. Эти различные виды связей определяют уже детали взаимоотношений между магматическими массами и рудными образованиями и существенным образом влияют на форму рудных тел.

Для выявления общих пространственных закономерностей взаимоотношения различных магматических и осадочно-вулканогенных формаций с рудными месторождениями важно рассмотрение основных групп и подгрупп, на которые делятся формы связи, что и сделано в дальнейшем изложении.

Наиболее общие особенности процессов эндогенного рудообразования, как уже подчеркивалось, определяются фациальными условиями их формирования. Поэтому в настоящей главе эти процессы будут рассмотрены по фациям глубинности и разобраны взаимоотношения эндогенных месторождений с теми или иными определенными формациями магматических, либо вулканогенно-осадочных пород.

### О формах связи магматогенных месторождений с группой вулканических, субвулканических и вулканогенно-осадочных пород

До недавнего времени было распространено мнение, что с процессами поверхностного вулканизма связаны лишь немногочисленные месторождения, имеющие относительно скромное промышленное значение. В эту группу включались экскавационные образования, среди которых существенное значение имеют лишь месторождения серы и бора. Бросалась в глаза также приуроченность золото-серебряных месторождений к зонам развития третичных вулканических пород. Эти месторождения, как и ряд месторождений иных классов, часто находились в жерловинах вулканов, либо были связаны с другими субвулканическими телами. Г. Шнейдерхеном (1958) справедливо выделяется также группа экскавационно-осадочных месторождений, у которых минеральное вещество имеет вулканическое происхождение, но отложение его уже происходит главным образом осадочным путем.

В последнее время проблема связи различных рудных месторождений с вулканическими породами привлекала внимание геологов. У нас в стране этому вопросу посвящены интересные работы В. Н. Котляра, М. А. Фаворской и ряда других исследователей, которые будут рассмотрены несколько позже.

Сводка материалов по классическим областям развития молодых вулканических пород, таким, как Япония, Курильские острова, Камчатка и другие, а также изучение более древних вулканогенных комплексов показывает, что с формированием эфузивных пород и закономерно с ними ассоциирующихся субвулканических тел связаны многочисленные группы рудных и нерудных месторождений. Кроме того, должен быть значительно расширен круг месторождений,

связанных с вулканогенно-осадочными образованиями. Ввиду дискуссионности этого важного вопроса он должен быть рассмотрен достаточно подробно. Мы постараемся привести ряд конкретных примеров месторождений, происхождение которых связывается с процессами поверхностного вулканизма.

### *Современные вулканические явления и процессы рудообразования*

Изучение современных вулканических процессов и явлений, с ними связанных, правильное применение метода актуализма дает важные материалы, помогающие расшифровать некоторые сложные процессы рудообразования более древних геологических эпох.

Эти данные, в частности, позволяют выявить закономерности пространственных сочетаний вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций с различными рудными месторождениями и, следовательно, могут помочь в решении металлогенических проблем.

Сводка новых материалов выявляет большое значение минеральных месторождений, рудных и неметаллических, которые образуются в результате сложного сочетания эндогенных и экзогенных факторов, процессов седиментации с одной стороны и глубинных вулканических явлений — с другой. Эта группа месторождений принципиально отличается от рудных накоплений чисто экзогенного генезиса, образующихся в результате разрушения уже сформированных масс изверженных пород (например, россыпей и кор выветривания) и выделяется обычно в виде класса промежуточных вулканогенно-осадочных образований.

Известно, что вулканами в период их активной деятельности выделяются огромные количества газов. Так, например, Ф. А. Перрен, описывавший извержения Везувия в 1906 г., подчеркивал, что «основной выдающейся чертой этого явления было пароксическое выделение газа»; хотя выбрасывались огромные количества твердых продуктов извержения, их количество по сравнению с объемом выделившихся газов было «почти ничтожно». Газообразные продукты выделялись непрерывной мощной струей, высота которой достигала 10 000 м, в течение 20 часов, причем здесь надо говорить о едином, весьма продолжительном «страшном взрыве».

Е. Г. Зиес подсчитал, что фумаролы долины Десяти Тысяч Дымов за 1919 год (не отличающийся особенно высокой активностью) выделили 1 250 000 т хлористоводородной кислоты и 200 000 т фтористоводородной кислоты (Фенинер, 1937).

Рядом исследователей подчеркивается большое значение фумарол для переноса и частичного отложения многих элементов, в том числе и тяжелых металлов. Многими описывались различные минеральные выделения, а иногда и относительно крупные скопления, представляющие собой возгоны фумарол и сольфатар. Условия, которые существуют во время активной деятельности вулканов, обычно неблагоприятны для отложения минеральных веществ. При низком внешнем

давлении происходит бурное выделение газов и вынесенные вещества в основном рассеиваются в атмосфере и гидросфере.

Среди минеральных образований этого типа существенное промышленное значение имеют лишь месторождения серы и бора. Скопления серы, связанные с деятельностью сольфатар, устанавливаются в районах как действующего, так и древнего вулканизма и находятся либо внутри кратеров, либо на склонах вулканов. В большинстве случаев эти скопления незначительны, отчасти, вероятно, вследствие того что сера улетучивалась при последующих повышениях температуры. Значительные месторождения указанного типа выявлены лишь в Японии, Чили, Италии.

Весьма интересный случай был зафиксирован на Курильских островах. Здесь из кратера вулкана Сиретоко-Иоцан за несколько месяцев 1936 года выделились очень большие количества газообразных соединений серы, а затем произошло излияние расплавленной почти чистой серы, и буквально на глазах у людей возникло месторождение с запасами руды около 200 тыс. т (Магакьян, 1959).

Широко известны месторождения бора, связанные с деятельностью низкотемпературных фумарол. В подобных накоплениях содержатся в твердом или растворенном состоянии борная кислота, сассолин и другие более редкие соединения этого элемента. Месторождения подобного типа чаще всего незначительны. Они выявлены в Италии, в штатах Калифорния и Невада (США), в Чили, Тибете и других областях современного, либо недавнего вулканизма. В Италии, в Мареммах Тосканы борную кислоту добывают из действующих сольфатар, называемых соффиони. Осадочно-вулканогенные месторождения бора, иногда весьма крупного масштаба, связанные с озерными осадками, образуются при заполнении бессточных впадин. Эти месторождения слагаются натриевыми и натриево-кальциевыми боратами (бурой, кернитом, улекситом, колеманитом, пандермитом и другими). Они залегают на поверхности, либо погребены в отложениях более древнего возраста и представлены линзами и пластами в толщах осадочных и осадочно-вулканогенных пород. Подобные месторождения известны в штатах Калифорния и Невада (США), в Турции, Аргентине, Чили, Перу, Канаде и других местах; они дают около 90 % продукции бора капиталистических стран. Наиболее крупным представителем месторождений подобного типа является месторождение Крамер в США.

Как это подчеркнуто Е. В. Орловой (1962), подобные месторождения, будучи связаны с зонами активного вулканизма, одновременно располагаются в областях, характеризующихся аридным или полуаридным климатом, «который естественно способствовал концентрации бора в озерных бассейнах».

Подобное же сочетание условий характерно для оз. Серлс, находящегося в штате Калифорния, в краевой части пустыни Мохаве, в котором сосредоточены очень крупные запасы различных солей (галита, троны, соды, тинкала и многих других). Здесь выявлены промышленные запасы борного ангидрида, значительные ресурсы

калийных солей. Основную ценность представляют весьма крупные запасы окиси лития и трехокиси вольфрама, составляющие примеси в массе солей. В результате анализа обстановки на участке озера выявляется тесная связь солевых накоплений с недавними вулканическими явлениями и в частности с травертинами, свидетельствующими об активной гидротермальной деятельности. Многие из распространенных здесь компонентов, прежде всего литий, вольфрам, фтор, мышьяк и бор, являются характерными членами гидротерм вулканического происхождения. Абсолютный возраст солей оз. Серлс определен в 25 тыс. лет (Быховер, 1963).

В штате Калифорния, в той же пустыне Мохаве, расположено уникальное по своему характеру месторождение стронция и марганца Ладлоу. Приуроченность к вулканогенным образованиям миоцен-плиоценового возраста и необычная для нормальных галогенных накоплений комбинация компонентов однозначно свидетельствует в пользу вулканогенно-осадочного генезиса месторождения.

Фумаролы являются агентами переноса многих металлов. В работе Циса (Уайт, 1958) о долине Десяти Тысяч Дымов показано значение фумарол для переноса железа, меди, цинка, свинца, марганца и многих других металлов. Геологи, изучавшие действующие вулканы — Везувий, Этну и другие, описали различные минералы железа, свинца, меди и других тяжелых металлов, главным образом хлориды, окислы, карбонаты и сульфиды, которые являлись продуктами фумарольной деятельности. Эти минералы обычно недолговечны и в дальнейшем разлагаются при процессах кислотного выщелачивания.

Учитывая все сказанное выше, мы приходим к выводу, что в пределах материков и островов абсолютно преобладающая часть металлов, которая переносится фумаролами, рассеивается в атмосфере, гидросфере и окружающих породах. Лишь в тех случаях, когда экспансии вулканов и продукты их реакций с вмещающими породами попадают в водные бассейны, образуются различные вулканогенно-осадочные рудные месторождения, многие из которых имеют крупное промышленное значение. Однако в некоторых случаях описываются месторождения фумарольного типа. Так, К. Фрис и В. Фишаг (Уайт, 1958) относят к фумарольному типу месторождение касситерита в Мексике, тесно связанное с покровом риолитов. Залегающие в них жилы, по мнению этих исследователей, образовались вблизи поверхности, существовавшей в то время, и были затем перекрыты более поздними лавовыми потоками.

Для выяснения закономерностей образования рудных месторождений, связанных с процессами поверхностного вулканизма, большое значение имеют работы Лаборатории вулканологии АН СССР. В систематически выходящих трудах этой лаборатории приведены данные, показывающие, что неотъемлемой частью вулканических процессов является относительно длительная поствулканическая деятельность, следующая за кратковременными извержениями, которая выражается как в непосредственном выделении газовых струй, так и

в гидротермальных явлениях. Последние играют, по-видимому, очень большую роль при образовании вулканогенных и осадочно-вулканогенных месторождений.

Главную массу вулканических экскальций помимо абсолютно преобладающих паров воды составляют хлористый водород, а также сернистый и углекислый газы. Выделение хлористо-водородной кислоты характерно для ранних стадий поствулканических процессов, а углекислого газа — для поздних. Вместе с указанными газами на поверхность и в приповерхностные части поступают соединения бора, брома, фтора, фосфора, азота, мышьяка, целого ряда тяжелых металлов и других элементов. По данным С. И. Набоко (1961), в экскальциях вулканов Камчатки определено более 50 различных элементов, как поступивших из недр Земли, так и извлеченных из вмещающих пород при процессах их взаимодействия. Некоторая часть газовых выделений уходит непосредственно в атмосферу, однако преобладающая часть растворяется в водах поверхностного происхождения, что приводит к весьма интенсивному перераспределению веществ. Наиболее активные гидротермальные процессы, как это подчеркивает С. И. Набоко (1961), связаны с извержениями кислых и близких к ним лав.

Движение термальных вод областей современного вулканизма определяется в основном гидрогеологическими и геотермическими условиями, а места разгрузки их — как гидрогеологическими, так и тектоническими факторами. Эти современные гидротермы, связанные с явлениями поверхностного вулканизма, которые несомненно играли очень большую роль в областях древнего вулканизма, С. И. Набоко (1961) предложила именовать субгидротермами. Для них характерны следующие главнейшие признаки:

1) большая водообильность и обычно малая концентрация растворенных минеральных веществ,

2) относительно высокие температуры (до 270° и более на глубине одного километра и до 100° на поверхности) и насыщенность различными вулканическими газами,

3) резко меняющаяся кислотность и непостоянный ионный состав.

Ввиду высокой температуры и насыщенности газами субгидротермы обладают высокой подвижностью и весьма большой агрессивностью по отношению к вмещающим породам, обусловленной их высокой растворяющей способностью. Многими исследователями подчеркивается, что вмещающие породы являются весьма важным источником минеральных веществ этих растворов; они извлекаются при различных обменных реакциях и активном выщелачивании. Эти явления в вулканических областях развиты весьма широко, и площади, занимаемые измененными и выщелоченными породами, во многих случаях измеряются многими сотнями квадратных километров.

В случаях активного выноса веществ сохраняется кремневый скелет, в котором распознаются структурные особенности разложенной и выщелоченной горной породы.

При воздействии на вмещающие породы кислых хлоридных субгидротерм, как это подчеркивают С. И. Набоко и другие исследователи,

происходит выщелачивание большинства породообразующих и рудных компонентов, образуется подвижный гель кремнекислоты, обычно тут же выпадающий и заполняющий пустоты в выщелоченных породах. Гидротермы обогащаются Al, Fe, Ca, Mg, Na, K и другими металлами, переносят и осаждают их в благоприятных для этого условиях.

В случае взаимодействия гидротерм с сульфатным ионом, возникающим за счет окисления сернистых соединений, алюминий и щелочи связываются в основную соль — алунит, который вместе с опалом замещает измененные породы. Кроме того в трещинах образуются опал, алунит, ярозит.

Высокие концентрации сероводорода в гидротермах обусловливают обильное образование серы, а в более глубоких горизонтах различных сульфидов — пирита, марказита и др. Металлы, входящие в сульфиды, вероятно, в основном заимствуются из вмещающих пород в результате процессов указанного выше активного кислотного выщелачивания.

На поздних стадиях поступлакнической деятельности возникают слабо кислые растворы, богатые углекислотой. Их воздействие на породы приводит к выносу щелочей, кальция и магния, к накоплению алюминия и железа и каолинизации вмещающих пород.

Кислотное выщелачивание пород, осуществляющееся в континентальных условиях в приповерхностной зоне вулканогенных областей, имеет очень большое значение для последующего накопления рудных продуктов и прежде всего железа, марганца и, возможно, алюминия.

Многими исследователями указывается, что в вулканических областях происходит вынос в водные бассейны огромных количеств растворенных и тонко диспергированных веществ. Так, например, из устья небольшой речки Юрьева на Курильских островах каждые сутки выносится в Охотское море более 65 т растворенного алюминия и около 35 т растворенного железа, что за год составляет более 36 тыс. т суммы этих металлов (Зеленов, 1961). Весьма интенсивный вынос различных веществ, в том числе железа и алюминия, производится и другими реками Курильских островов и Камчатки.

По данным К. К. Зеленова (1960 г.), «общий вынос растворенного алюминия с островов Курильской гряды можно смело оценивать в тысячи тонн в сутки».

Эти же явления характерны и для других вулканических областей Земли, таких, например, как Япония (рис. 2), Филиппинские острова, Индонезия, Гавайские острова и другие (рис. 3). В Японии в результате деятельности термальных источников вулканического происхождения, как это мы рассмотрим дальше, образуются промышленные залежи железных болотных руд. Однако и там значительная часть железа переносится в омывающие эту территорию морские бассейны.

Учитывая вынос весьма больших количеств алюминия в морские бассейны, омывающие вулканические области, К. К. Зеленов (1960) предположил, что этим путем, при наличии ряда дополнительных

благоприятных факторов, могут образовываться месторождения бокситов; таким образом, в новом виде возродились представления о вулканогенно-осадочном происхождении геосинклинальных бокситов,

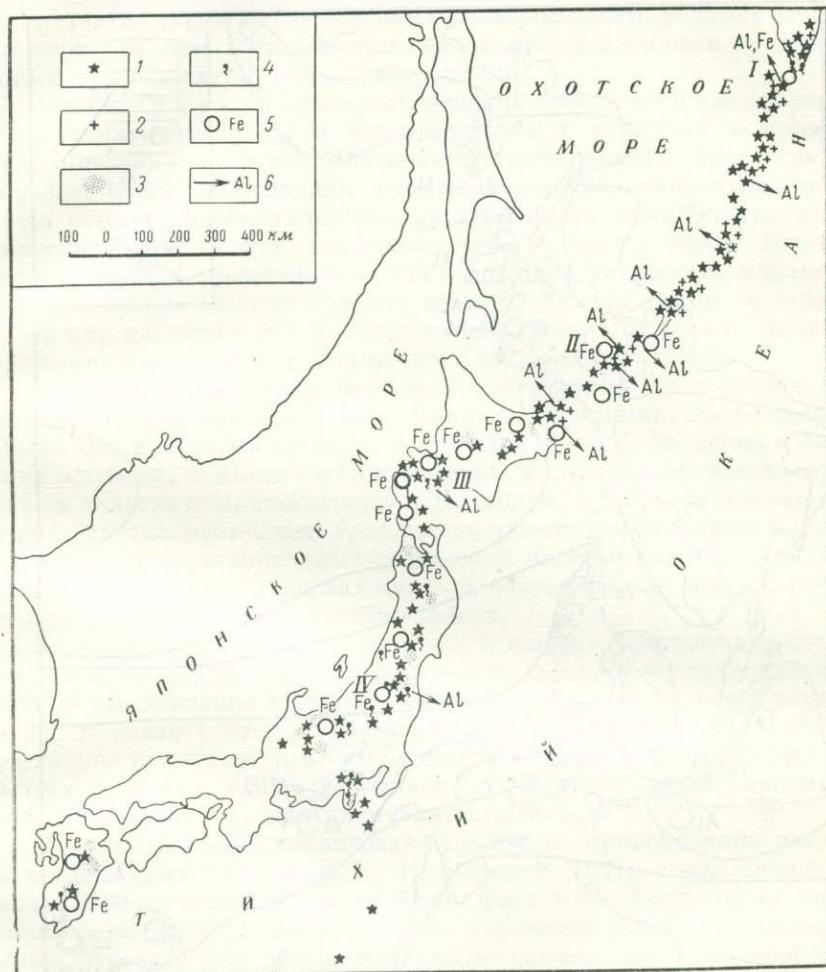


Рис. 2. Схема перемещения железа и алюминия в областях современного вулканизма Курильских и Японских островов

1 — действующие вулканы; 2 — действующие вулканы с кратерными озерами; 3 — фумарольные поля; 4 — кислые источники; 5 — накопление окисного железа на суше; 6 — вынос растворенного алюминия в море. I — река Юрьева; II — месторождение Лимонитовый Каскад; III — месторождение Кутиан; IV — месторождение Гумма

выдвинутые в свое время А. В. Пейве (1947). Выводы К. К. Зеленова по этому вопросу встретили резкую критику со стороны Н. М. Стравхова (1962), рассматривающего эти месторождения как осадочные.

Критические замечания Н. М. Страхова были в дальнейшем рассмотрены К. К. Зеленовым (1963). Дискуссия о генезисе этих весьма важных в промышленном отношении залежей бокситовых руд

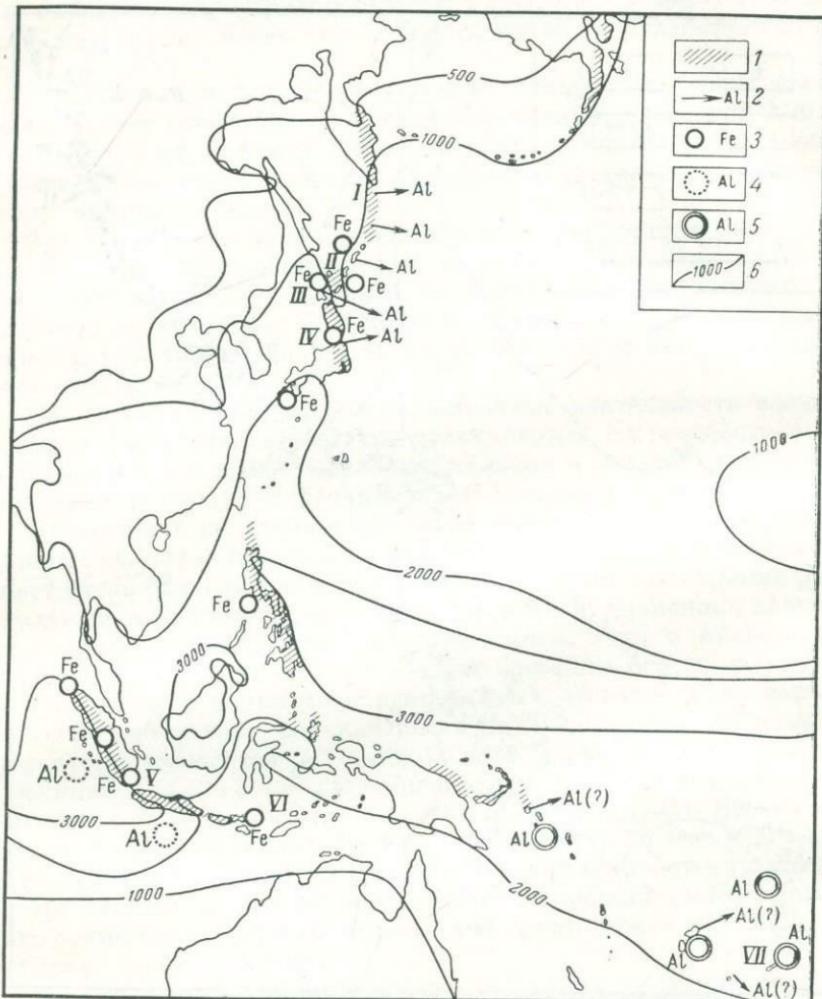


Рис. 3. Схема перемещения железа и алюминия в областях современного вулканизма

1 — области современного вулканизма; 2 — вынос алюминия в море; 3 — накопление окисного железа на суше; 4 — накопление алюминия в почвах; 5 — накопление алюминия на коралловых островах; 6 — линии равного количества атмосферных осадков в миллиметрах (по Л. С. Бергу). I — река Юрьева; II — месторождение Лимонитовый Каскад; III — месторождение Кутян; IV — месторождение Гумма

еще не закончена. Естественно, что представления о пространственном размещении бокситовых месторождений указанного типа будут различны в зависимости от принятой точки зрения, и, следовательно,

решение этой проблемы важно и для металлогенеза. Для правильного решения этого вопроса необходим анализ не только данных, связанных с явлениями современного вулканизма, но и приобщение определенных региональных материалов, полученных при изучении районов развития подобных бокситовых месторождений. К этому вопросу мы вернемся при рассмотрении связей между древними вулканическими процессами и рудообразованием.

Выше мы коротко рассмотрели явления, обусловленные кислотным выщелачиванием пород в континентальных условиях в пределах вулканических областей, подчеркнув значение этих процессов для образования и размещения рудных месторождений. Существенно иным образом развиваются поствулканические явления при вулканических экстазиях непосредственно в толще воды. Изучение этих процессов представляет очень большие трудности, однако некоторые весьма важные для нас выводы сделаны рядом исследователей при изучении района Курильской гряды и других областей современного вулканизма (Беммелен, 1957; Зеленов, 1961).

В современную эпоху имеются значительные по площади зоны подводного вулканизма в море Банда в Индонезии, около островов Меланезии и в южной части Тихого океана, близ Курильских и Алеутских островов, в Южной и Центральной частях Атлантического океана, в участках, прилегающих к Исландии, в Тирренском море и в ряде других мест. Очень большое количество эфузивных комплексов среди геосинклинальных отложений показывает, что вулканическая деятельность в пределах морских водоемов была широко распространена во все эпохи развития Земли.

С глубиной в морских бассейнах в связи с растущим давлением столба воды повышается растворимость газов, и на глубинах более 2000 м это давление уже превышает критическое давление водяного пара. В связи с этим вулканические экстазии почти полностью растворяются в воде и не выходят в атмосферу. Само излияние лав в этих условиях, как подчеркивает Р. В. Беммелен (1957), происходит совершенно так же, как интрузии силлов.

Сравнивая поствулканические процессы, происходящие на суше и в подводных условиях, К. К. Зеленов (1961) подчеркивает, что под водой активность воздействия кислот на вмещающие породы резко снижается, в связи с чем из последних полностью выносятся лишь относительно легкорастворимые компоненты — щелочи и щелочные земли. Полного разложения пород с выносом огромных масс алюминия и железа, как это наблюдается в условиях кислотного выщелачивания на суше, здесь не происходит.

Этот вывод, как нам представляется, имеет очень большое значение для анализа условий образования ряда важных промышленных типов рудных месторождений. Однако необходимо подчеркнуть, что благоприятные условия для накопления рудных продуктов всегда определяются совокупностью моментов: кроме выноса значительных количеств продуктов кислотного выщелачивания пород, весьма важны определенные геоморфологические особенности, например

наличие глубоких заливов и лагун в прилегающих бассейнах и определенный гидрологический их режим (отсутствие интенсивных течений); при накоплении продуктов гидротерм вулканического происхождения (бора, лития, вольфрама, стронция и др.) в чисто континентальных условиях важно наличие, кроме озерных впадин, аридных, либо полуаридных климатических условий.

Высказывается мнение, что источником анионов морской воды является непрерывная вулканическая деятельность (Виноградов, 1959). Наблюдения на участках современной подводной фумарольной

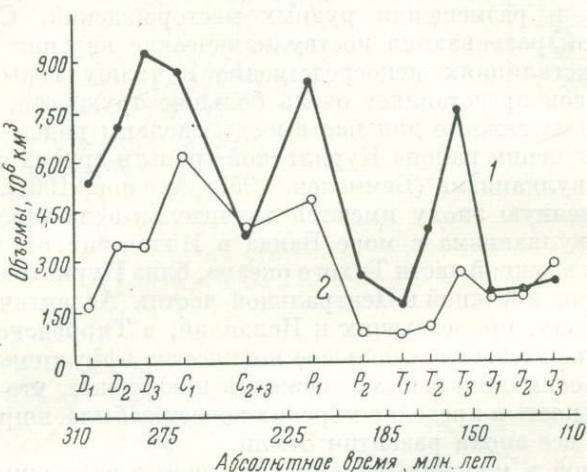


Рис. 4. Соотношение между объемами подводных и наземных вулканических излияний и объемами  $\text{CO}_2$ , погребенной в карбонатных породах на площади современных материков (по А. Б. Ронову 1959)

1 — вулканогенные породы; 2 —  $\text{CO}_2$  карбонатов

деятельности показывают (Зеленов, 1961), что одновременно с анионами накапливаются и катионы щелочей и щелочноземельных металлов. Высказываются мнения о тесной связи накопления карбонатов с древней вулканической деятельностью, что хорошо иллюстрируется графиком, помещенным в работе А. Б. Ронова (1959), посвященной этому вопросу (рис. 4). Выдвигаются даже предположения, что известная периодичность хемогенного осадконакопления связана с колебанием интенсивности вулканических процессов под влиянием общепланетарных причин (Зеленов, 1961).

Близ очагов подводных извержений в морской воде во многих случаях устанавливаются повышенные содержания фосфора. Интересные в этом отношении данные дает суммирование и анализ геологических материалов. Н. С. Шатским (1955) показана закономерная приуроченность большой группы геосинклинальных месторождений фосфоритов к эфузивно-осадочным формациям прошлых эпох. О ве-

роятности вулканического происхождения фосфора в некоторых фосфоритовых месторождениях говорится также в ряде других работ (Бродская, 1959; Зеленов, 1961).

Можно прийти к общему выводу, что в результате подводной вулканической деятельности в придонных слоях воды образуются соляная, серная, угольная, фосфорная, мышьяковистая, кремневая и другие кислоты и соли этих кислот. По-видимому, солевой состав мирового океана определился в ходе геологической истории главным образом в связи с развитием вулканических процессов (Зеленов, 1961).

Особый тип минералообразования характерен для современных морских водоемов, характеризующихся сероводородным заражением. В этих условиях при активной роли анаэробных бактерий возникают сульфидные образования, часто отличающиеся изменчивостью состава. Эти данные позволяют подойти к решению вопроса о генезисе некоторых сульфидных месторождений разных геологических эпох, которые, судя по геологической обстановке, образовывались в подобных условиях. В месторождениях этого типа преобладают признаки, характерные для осадочных образований. Содержание сульфидов в них бывает весьма высоким (до 80 %), причем обычно преобладает гелевый, либо перекристаллизованный пирит. В ряде случаев выявляются значительные количества халькопирита, меньшие сфалерита и обычно малые — галенита (Шнейдерхен, 1958).

Приведенные выше материалы показывают, что изучение современных вулканических процессов проливает свет не только на происхождение некоторых важных типов рудных месторождений, но и помогает решать вопросы, связанные с закономерностями их пространственного размещения. Новые данные выявляют большое значение как различных экскаваций, поступающих непосредственно в морские и континентальные бассейны, так и весьма важную роль процессов кислотного разложения пород.

В вулканических зонах прошлых геологических эпох несомненно существовали условия, аналогичные тем, которые наблюдаются сейчас в вулканических областях Земли.

Материалы, выявляющие далекий разнос продуктов кислотного выщелачивания пород, позволяют считать, что образующиеся таким путем рудные компоненты могут концентрироваться не только в комплексах, сложенных вулканогенными породами, но также и в осадочных толщах, которые с ними закономерно связаны. При изучении древних месторождений, находящихся в аналогичных условиях, необходимо, следовательно, проводить формационный анализ на достаточно широкой площади, выявляя закономерные ряды вулканогенно-осадочных образований, сменяющих друг друга как во времени (по стратиграфической нормали), так и в пространстве (латерально).

Прекрасными примерами подобного рода исследований являются работы, выявляющие закономерности пространственного размещения месторождений марганца, фосфоритов и железа, принадлежащие

Н. С. Шатскому (1954, 1955), Н. А. Штрейсу (1938), Л. Н. Формозовой (1962). Некоторые из этих примеров в дальнейшем будут рассмотрены подробно.

Последние данные, полученные в результате изучения современных вулканических областей Земли, расширяют возможности применения информационного метода.

### *Термальные источники вулканических областей и процессы рудообразования*

Для выяснения генезиса многих рудных месторождений и, в частности, установления связи их с процессами поверхностного вулканализма существенно изучение термальных источников, приуроченных к вулканическим областям. Материалы о системах источников, разведанных на глубину, в последнее время сведены Д. Уайтом (1958). Им дана характеристика пяти подобных систем, из которых первые четыре имеют относительно высокие температуры, а пятая — относительно низкие.

Первые четыре системы включают Верхний и Норрисский бассейны в Иеллоустонском парке, Стимбот Спрингс в Неваде и Уираки в Новой Зеландии. В этих системах источников тепло, минеральное вещество и часть воды поступают из глубинного вулканического очага. Для таких областей характерно активное поверхностное кислотное выщелачивание, связанное с окислением  $H_2S$  выше уровня подземных вод. Здесь часто развиваются алунит и каолинит.

На глубине в результате изменения вмещающих пород образуются адуляр, монтмориллонит, иллит, серцит, хлорит, пирит, кальцит, цеолиты и натровый плагиоклаз; халцедон, кварц и кальцит являются типичными минералами жильных систем, связанных с этими источниками. Опал встречается лишь на очень небольших глубинах (до 33 м, весьма редко несколько глубже). Киноварь и антиモンит встречаются в Стимбот Спрингс, а аурипигмент и реальгар — в бассейне Норрис, в Иеллоустонском парке, и везде на небольших глубинах. В туфах как в системе Стимбот, так и Уираки содержатся также непромышленные количества золота и серебра.

Пятая разведенная система источников Салфер-Банк в Калифорнии принадлежит к наиболее низкотемпературным образованиям. Изменения боковых пород здесь относятся главным образом к поверхностному кислотному типу, и лишь в более глубоких выработках устанавливается замещение пород кальцитом, пиритом и глинистыми минералами. Киноварь тесно ассоциируется с опалом и встречается до глубины примерно 90 м. Это месторождение используется промышленностью. По мнению его исследователей, ртуть здесь переотложена из вмещающих пород водами поверхностного происхождения, однако отложение ртути было связано с более ранним вулканизмом плейстоценового возраста.

Многие современные высокотемпературные источники образуют жильные системы, сопутствуемые изменениями вмещающих пород,

которые весьма сходны по всем основным признакам с крупными эпимеральными золото-серебряными месторождениями третичного возраста, когда по мнению ряда геологов существовали особенно благоприятные условия для возникновения юной золото-серебряной формации.

Ряд ртутных месторождений (иногда с сурьмой) обнаруживают, по данным Д. Уайта (1958), отчетливую связь с термальными источниками. Кроме указанного выше месторождения Салфер-Банк, к ним принадлежат Косо в Калифорнии и Нгава в Новой Зеландии. Во многих других ртутных месторождениях, не обнаруживающих столь очевидной связи с горячими источниками, имеется ряд признаков, указывающих на недавнюю термальную активность и на зависимость рудных образований от древней поверхности и уровня подземных вод. По мнению В. Н. Котляра (1960), ртутное месторождение Монте-Амиата (Италия) генетически связано с древнечетвертичными трахитами и также возникло в связи с деятельностью термальных вод вулканического происхождения.

Происхождение ряда марганцевых месторождений, по данным Д. Уайта (1958), несомненно, связано с деятельностью термальных источников. Некоторые месторождения этого типа содержат также существенные количества вольфрама, являющегося иногда предметом добычи (месторождение Голконда в штате Невада и другие). Так, например, В. Линдгреном описано марганцово-вольфрамовое месторождение, сформировавшееся в результате деятельности горячих источников в долине ниже оловянных рудников Унсия, в восточной части Кордильер Центральной Боливии. Травертины, отложенные источниками, выходят на площади в 4 га; источники имеют температуру выше 60°C и относятся к натриево-хлоридному типу. Марганцовое оруденение представлено в основном псиломелановыми рудами, содержащими вольфрам (содержание WO<sub>3</sub> от 0,5 до нескольких процентов). Подобное же происхождение имеет указанное выше месторождение Голконда в штате Невада. Марганцевые отложения горячих источников известны также в штатах Юта, Калифорния, Аризона (США).

Во многих местах установлены источники, отлагающие флюоритсодержащие травертины, которые ассоциируются с флюоритсодержащими жилами. Последние обычно рассматриваются как образования, возникшие благодаря деятельности более древних источников. К этому типу относятся, например, месторождения Понча, Спрингс, Браунс-Каньон и Уагон-Уил-Чан в штате Колорадо.

С источниками вулканического происхождения связаны также, по данным Д. Уайта, рудопроявления мышьяка (реальгар-аурипигментового типа), образования сульфатов бария и свинца, цеолитов и некоторые другие минеральные скопления. Ряд других промышленно важных месторождений несомненно связан с деятельностью более древних источников вулканических областей. Одним из наиболее важных типов месторождений железных руд Японии, по данным Т. Митсухи (1955), являются болотные руды, основная масса которых

«образовалась из сульфатных источников вулканического происхождения». Эти месторождения приурочены к площадям позднетретичной и четвертичной вулканической деятельности; наиболее крупные из них находятся на о. Хоккайдо и в северо-восточной части о. Хонсю. К месторождениям этого генетического класса приурочены наиболее продуктивные рудники Японии по добыче железной руды — Гумма и Кутиан.

Месторождение Гумма расположено у подножия действующего вулкана Кусацу-Сирае, где развиты современные андезиты и пирокластические породы. Рудные горизонты состоят из лимонитовых и ярозитовых слоев, чередующихся с тонкими пропластками вулканического материала и диатомовой землей. Рудное поле приурочено к древней долине, в верхней части которой выходили источники, образовавшие месторождения.

Японские геологи приходят к однозначному выводу о том, что формирование месторождений обязано действию как сульфатных, наиболее распространенных, так и карбонатных источников вулканического происхождения. Рудообразующие растворы были кислыми, содержали сульфат железа и незначительное количество щелочей; их температура определяется по наличию диатомей в 30—40°С.

Сходного типа месторождения описаны Беммеленом (1957) у горячих источников Тхиатер вулканического происхождения, находящихся на о. Ява. Здесь на площади в несколько акров выявлены образования, состоящие главным образом из смеси ярозита и бурых железняков. В составе минеральной массы имеются также фосфаты.

Приведенные материалы, касающиеся изучения современных вулканических явлений, показывают, что после завершения активных фаз вулканической деятельности длительное время протекают поствулканические процессы. Одним из проявлений этих процессов являются термальные источники, деятельность которых в ряде случаев ведет к накоплению рудного вещества и иногда к образованию промышленных месторождений (ртутных, марганцово-вольфрамовых, железорудных и других). Материалы по термальным источникам, разведенным на глубину, показывают, что с ним связаны жильные системы, сходные по своим основным признакам с крупными месторождениями, приуроченными к вулканогенным зонам альпийского возраста. Эти данные, следовательно, проливают свет на происхождение таких промышленно важных образований, как месторождения юной золото-серебряной формации, сложные полиметаллические, оловянные и медные месторождения молодых вулканических областей, сурьмяно-ртутные, мышьяковые, флюоритовые и ряд других, относимых обычно к эптермальному классу. Эти материалы выявляют, что процессы образования подобных месторождений находятся хотя и в далеких, но парагенетических взаимоотношениях с собственно вулканическими явлениями.

## *О связи рудных месторождений с вулканическими аппаратами*

Как уже указывалось, ряд месторождений отчетливо ассоциируется с вулканическими аппаратами. Многие золотые, золото-серебряные, колчеданные, полиметаллические, оловянные и медные месторождения областей молодой третичной вулканической деятельности в пределах обеих Америк и других регионов тесно пространственно связаны с жерловинами вулканов. В качестве примера можно указать известное месторождение Перу, приуроченное к жерлу вулкана Серро-де-Паско. Здесь выявлено крупное циритовое тело с участками медных, полиметаллических и серебряных руд. К этой же группе относятся крупные золоторудные месторождения Кордильер: Кенсток-Лад, Тонопа и Голдфилд в Неваде, Крипл-Крик в Колорадо, а также золоторудные месторождения Карпат: Байя-Маре, Брад, Капник (Румыния), Шешкиу, Крепшиц и др. (Чехословакия) и т. д.

Вопросу приуроченности определенных групп рудных месторождений к вулканическим жерлам посвящена специальная работа В. Н. Котляра (1962). Этот исследователь подчеркивает ряд признаков, свидетельствующих о тесной связи процессов вулканизма и рудообразования. Об этом говорят «отчетливая пространственная связь месторождений с вулканическими центрами, одновозрастность или близость во времени проявлений вулканизма и минерализации, наличие концентрической зональности оруденения и околоврудного изменения пород вокруг таких центров, сложный состав руд, характерные минеральные парагенезисы».

Особенности минералогического состава подобных месторождений определяются прежде всего быстрым падением температуры и давления и высоким окислительным потенциалом рудообразующих растворов, выделяющих минеральные комплексы в приповерхностных условиях. Эти условия определяют явления телескопирования руд. Однако, как мы увидим в дальнейшем, резкое изменение условий рудообразования на коротких интервалах глубин приводит к тому, что во многих случаях, несмотря на интенсивное развитие процессов телескопирования, в подобных условиях в то же время достаточно четко проявляется вертикальная зональность.

Причины, обуславливающие пространственную связь руд с вулканическими жерлами, по мнению В. Н. Котляра, заключаются с одной стороны в генетической связи руд с магматическими массами, располагавшимися на той или иной глубине или входящими в состав самих эфузивов. С другой стороны подобная связь может быть обусловлена структурами, развивавшимися в породах под воздействием эксплозий или газовых прорывов.

Третьей причиной такой приуроченности являются петрографические особенности эфузивов и экструзивов; в частности, благоприятны для локализации оруденения кислые эфузивы и их контакты с основными, перемежаемость эфузивов с туффитами и осадочными породами и др.

Среди жерловых месторождений В. Н. Котляр (1960) выделяет два типа: первый связан с экструзиями, представленными как магматическими породами, так и вулканическими брекчиями; второй связан только с вулканическими брекчиями или брекчиями взрыва, представляющими результат прорыва газов, в связи с приповерхностным положением магматических масс.

Различие в жерловых структурах приводит к большому разнообразию форм рудных тел и условий их залегания. По положению и форме вулканических жерл В. Н. Котляр выделяет: а) конические — сужающиеся книзу (рис. 5), б) цилиндрические — вертикальные и наклонные и в) сложные (рис. 6). Размеры самих жерл колеблются от десятков метров до нескольких километров в диаметре. Часто наблюдаются внутрижерловые трещинные структуры (рис. 7), а иногда и внешнеожерловые трещинные структуры (рис. 8).

В. Н. Котляр (1962) к вулканической группе месторождений относит рудные минеральные скопления, связанные с трубками взрыва и близкими к ним образованиями, которые ассоциируются с гипабиссальными интрузиями (месторождения Дарасун, Шахтама и Ключи в Восточном Забайкалье, Актюз в Киргизии и др.). Однако, как нам представляется, эти месторождения должны рассматриваться уже в группе месторождений, связанных с гипабиссальными интрузиями, которые во многих случаях представляют собой самостоятельную серию интрузивных образований.

Рис. 5. Внутрижерловая коническая структура. Разрез рудного жерла Колорадо, Канана (по Эммонсу и Билингслею)

1 — кварцевый порфир; 2 — измененный кварцевый порфир; 3 — туфы; 4 — вкрапленные руды; 5 — брекчия; 6 — рудная брекчия; 7 — богатые руды

Весьма наглядные примеры связи с явлениями поверхности вулканизма обнаруживают некоторые месторождения карбонатитов. Как правило эти месторождения пространственно тесно связаны с интрузивными комплексами ультраосновного — щелочного состава.

Особенности геологического строения многих карбонатитовых месторождений определенно свидетельствуют об их вулканогенном происхождении. Изверженные комплексы, с которыми связаны карбонатиты, в ряде случаев представляют собой либо жерловую фацию, либо корни в различной степени эродированных вулканов. Это подтверждают: а) форма залегания этих комплексов в виде мощных трубок с концентрическим строением; в эрозионном срезе они имеют окружную, либо эллипсоидальную форму; 2) присутствие среди них брекций взрывов; 3) наличие в ряде районов вокруг карбонатитовых образований конусов, сложенных лавами и туфами.

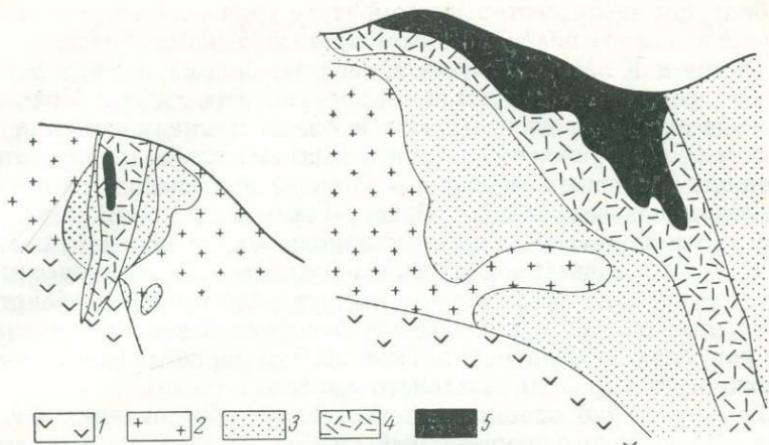


Рис. 6. Разрез внутрижерловых трубообразных структур Хинганского оловорудного месторождения (по Г. В. Ициксон)

1 — кварцевые порфиры; 2 — гранит-порфиры; 3 — серицито-хлористо-кварцевые измененные породы; 4 — брекчия взрыва; 5 — рудные тела

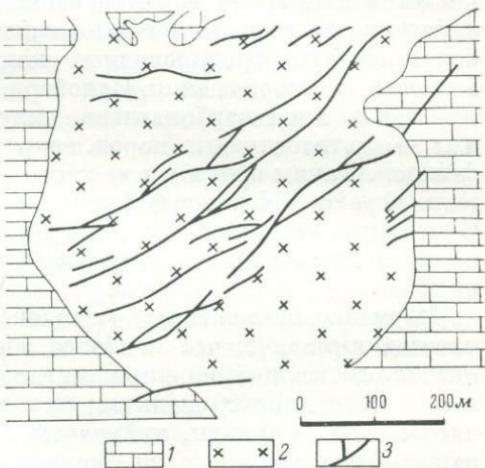


Рис. 7. Внутрижерловая трещинная структура месторождения Марокоча, Перу (по Треффгеру)

1 — известники; 2 — гранитоиды; 3 — рудные тела

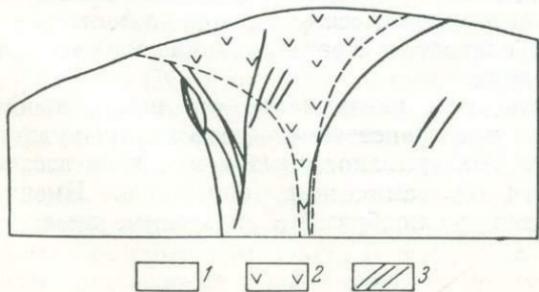


Рис. 8. Внутрижерловые трещинные структуры

Разрез через месторождение Потозхи (по Ф. Альфельду):  
1 — сланцы; 2 — дацит; 3 — жилы

В большом числе месторождений этого типа отсутствуют прямые признаки их связи с поверхностными вулканическими образованиями, что У. Смит и Ю. М. Шейнманн объясняют более глубоким их эрозионным срезом (Редкометальные карбонатиты, 1958). Указанное положение очень хорошо подтверждается на примере изучения карбонатитовых месторождений Африки. В весьма слабо эродированных миоценовых щелочных комплексах Уганды карбонатитовые образования (месторождений Напак, Элгон, Торор и др.) залегают в виде «пробок», выполняющих жерла вулканов; вокруг них наблюдаются типичные вулканические конусы, сложенные лавами и туфами. В местах, где вулканические конусы отсутствуют, вокруг карбонатитовых тел выявляется кольцо измененных фенитизированных вмещающих пород. На небольшой глубине вокруг карбонатитов бурением устанавливаются породы щелочного состава.

В более глубоко срезанных мезозойских образованиях Уганды (Чилва, Мбея, и др.) центральный карбонатитовый шток окружен узкой каймой щелочных и иногда ультраосновных изверженных пород и сопровождается широкой зоной фенитов. Иногда вблизи этих месторождений сохраняются остатки вулканических конусов, обычно же комплексы, с которыми ассоциируются карбонатиты, представляют собой верхние части корней вулканов; часто в них наблюдаются карбонатно-полевошпатовые брекчи взрывов. В еще более глубоко эродированных комплексах доверхнемезозойского возраста (месторождения Палобора, Шпитцкоп) выявляются лишь небольшие ядра карбонатитов, окруженные широкой зоной щелочных — ультраосновных пород, вокруг которых располагается кольцо фенитов. Таким образом чем меньше эрозионный срез, тем большую роль играют эффузивные фации, щелочные породы и карбонатиты. С глубиной увеличивается роль ультраосновных разностей (главным образом пироксенитов) и усложняется строение интрузивных комплексов.

Изучение изверженных комплексов, с которыми связаны карбонатиты, выявляет, что наиболее обычным является ряд дифференциатов, состоящий из пироксенитов, ийолит-мелтьейгитов, щелочных и нефелиновых сиенитов; иногда выявляются наиболее древние члены ряда — дуниты, меймечиты и щелочные гипербазиты. Образование самих карбонатитов, по представлениям большинства исследователей, связано с поступланическими, гидротермально-пневматолитическими по своему характеру процессами, причем до формирования самих рудных тел происходили процессы метасоматического изменения вмещающих пород.

Приведенные выше материалы показывают, что при решении вопросов о закономерностях пространственного размещения рудных месторождений внутри сложных вулканогенных комплексов весьма важно выявление древних вулканических аппаратов. Именно с ними часто ассоциируются разнообразные эндогенные месторождения.

## *Альпийский вулканизм и процессы рудообразования*

Важные данные для решения вопросов о связи различных эндогенных месторождений с группой эфузивных и субвулканических пород можно получить при рассмотрении областей вулканической деятельности альпийского возраста.

Очень показательные примеры связи месторождений с процессами поверхностного вулканизма выявлены при изучении сложных полиметаллических месторождений Куроко в Японии. Эти интересные рудные образования, имеющие существенное экономическое значение для указанной страны, подробно охарактеризованы в специальной работе К. Киношита (1931). Месторождения этого типа локализуются главным образом во внутренней зоне северо-восточной Японии и приурочены к вулканогенным третичным формациям позднего этапа развития геосинклинальной зоны. Среди последних широко развиты кислые породы. Эти месторождения приурочены к районам, в пределах которых распространены липариты. Месторождения Куроко слагаются тремя типами руд: собственно Куроко — черные руды (именуемые также Куромоно), Око — желтые руды и Кейко — кремнистые руды. Руды типа Куроко обычно состоят из весьма тонко-зернистых масс, в которых в тесном срастании находятся галенит, цинковая обманка и барит. В подчиненном количестве в этом типе руд устанавливается халькопирит и пирит. Руды типа Око представляют собой мелкокристаллическую массу, состоящую в основном из пирита и халькопирита и подчиненного количества кварца. Для Око характерны повышенные содержания золота, в то время как разности Куроко, обогащенные галенитом, содержат наибольшие количества серебра. Кейко представляет собой окварцованный липарит или туф, содержащий различное количество пирита и незначительную примесь других сульфидов. Указанные типы руд обычно ассоциируются друг с другом, обладают сложными взаимоотношениями и образуют месторождения, характеризующиеся большим разнообразием форм (жилообразные тела, пластовые залежи, гнездообразные тела, штокверки и крупные неправильной формы тела массивных руд; последние распространены наиболее широко). Границы с вмещающими породами либо резкие, что характерно для Куроко и Око, либо постепенные, что обычно наблюдается при переходе Кейко во вмещающие породы. Изучение взаимоотношений между указанными тремя основными типами руд выявляет, что наиболее ранними являются Кейко, под воздействием последующих порций рудных растворов образуется Око и наиболее поздним образованием является Куроко.

Весьма интересные данные получены при детальном изучении ряда месторождений этого типа, которых в Японии насчитывается более 70. Эти данные позволяют связывать образование руд с определенными этапами формирования кислых эфузивов. Для районов развития месторождений Куроко характерен определенный разрез вулканогенного комплекса. В основании залегает «нижний зеленый туф», прорванный гипабиссальной интрузией диоритового состава;

затем последовала экструзия андезита, залегающего как на туфах, так и на прорывающих их диорит-порфириатах. Выше устанавливаются различные туфы, которые в свою очередь перекрываются песчаниками и согласно венчаются горизонтом так называемого верхнего зеленого туфа. Указанная туфогенная толща существенно кислого состава залегает на нижележащих породах с несогласием и характеризуется также внутренними размывами и местными несогласиями, которые фиксируются как выпадением отдельных пачек, так и появлением конгломератов. После формирования туфогенной толщи последовала экструзия липаритов, которые представлены как эффузивами, так и различными субвулканическими телами. Липариты в свою очередь прорываются плагиоклазовыми долеритами и основными андезитами, которые также залегают либо в виде потоков, либо в форме даек. Долериты и андезиты несогласно покрываются толщей, сложенной риолитами и перлитами, которые прорваны дацитами, наблюдаемыми в виде некров и потоков. Вулканическая деятельность завершается экструзией основных пород — андезитов и базальтов, содержащих пироксены и оливин.

Изучение взаимоотношений оруденения с различными частями указанного выше сложного вулканогенного комплекса выявляет, что формирование рудных тел следовало за экструзией липаритов. Все более молодые вулканические породы являются уже пострудными, не содержат оруденения и пересекают рудные образования. Подобные взаимоотношения установлены на руднике Ванибучи, где орудиенными являются все породы нижней части разреза, включая липариты. Вышезалегающие андезиты не содержат оруденения, причем выявляется, что рудная масса пересечена свежей андезитовой дайкой. На руднике Косака оруденение приурочено к туфам и липаритам и полностью отсутствует в перекрывающих их риолитах и покрывающих и пронизывающих их в виде даек дацитах. В основании дацитового покрова здесь выявлен горизонт туфо-конгломератов, содержащих многочисленные рудные гальки.

Подобные же взаимоотношения установлены на рудниках Хонаоко, Етино, Окинозава и ряде других. Эти данные привели японских геологов к выводу, что большинство месторождений Куроко было тесно генетически связано с экструзией липарита.

Указанный вывод имеет большое принципиальное значение. В данном случае выявляется, что оруденение следовало за экструзией кислых лав, причем от вышезалегающих уже пострудных андезитов и долеритов кислые эффузивы не отделены каким-либо существенным перерывом и несогласием. Таким образом здесь устанавливается, что оруденение связано с эффузиями определенного состава, в данном случае кислого, являющихся частью сложного, но единого вулканогенного комплекса.

Естественно, что связи между извержениями кислых лав и образованием месторождений являются в данном случае лишь отдаленными парагенетическими. Как извержения кислых лав, так и поствулканические гидротермальные процессы, приведшие к образованию руд-

ных месторождений, обязаны действию единого глубинного магматического очага.

Месторождения Куроко сопровождаются значительными изменениями вмещающих пород с широким развитием среднетемпературной пропилитизации и альбитизации, что свидетельствует об относительно глубинных условиях рудной минерализации.

Весьма интересные данные о взаимоотношениях оруденения с процессами поверхностного вулканизма получены при изучении ртутного оруденения.

Ртутное оруденение Закарпатья, как это показывает анализ геологических материалов по этому региону и по прилегающим областям, имеет среднеплиоценовый возраст (Мерлич, 1961).

Ртутное и золото-полиметаллическое оруденение Закарпатья приурочено к Выгорлат-Гутинской вулканогенной гряде, которая сформировалась на заключительной стадии геосинклинального развития Карпат и Закарпатья. В период рудообразования для этой области характерны были блоковые перемещения и активная вулканическая деятельность, достигшая наибольшего развития в панноне и плиоцене. Вулканогенный комплекс сложен базальтами, андезитами, дацитами, липаритами, разнообразными туфами; с ним связаны различные субвулканические тела — некки, дайки, корни куполов того же состава.

В ряде районов в пределах вулканогенной полосы развиты гиабиссальные интрузии гранодиорит-порфиров, диорит-порфиритов и кварцевых габбро-диабазов. Интрузии внедрились в нижнем сармате и низах паннона; они древнее главной части вулканических образований. Однако выявляется закономерная приуроченность ртутной минерализации к малым интрузиям и значительно реже — к субвулканическим телам. Учитывая указанные выше возрастные взаимоотношения, приуроченность ртутного оруденения к малым интрузиям никак нельзя объяснить их генетическими связями, так как внедрение интрузий и процессы рудообразования относятся к разному времени (соответственно нижний паннен и средний плиоцен). Интрузии здесь играли лишь роль структурно-благоприятных сред, обладающих трещинами и зонами дробления, идущими на большую глубину и доступными для циркуляции гидротерм. Эти интрузивные тела были окружены существенно глинистыми молассовыми отложениями, обладающими весьма ограниченной проникаемостью для гидротерм и служащими экранами для оруденения.

Характер изменения вмещающих пород, сопутствующий ртутному оруденению Закарпатья, выраженный аргиллизацией и карбонатизацией, свидетельствует о небольшой глубине процессов рудной минерализации. Б. В. Мерлич (1958) пришел к заключению, что в ряде участков рудной полосы были так называемые «рудные отдушины», через которые гидротермальные растворы достигали поверхности и рассеивали ртуть в атмосфере и гидросфере.

В только что рассмотренном случае выявляется отдаленная парагенетическая связь оруденения со среднеплиоценовыми

вулканическими образованиями. Гидротермальная деятельность отделена по времени от этих молодых вулканических извержений, о чем свидетельствует приуроченность ртутной минерализации лишь к наложенным трещинным зонам и разрывным нарушениям, затрагивающим среднеплиоценовые вулканические образования.

Особенности процессов рудообразования и пространственной локализации месторождений, которые выявляются при изучении областей современной и недавней (альпийской) вулканической деятельности, позволяют подойти к решению вопросов, связанных с металлогенией ряда более древних месторождений.

### *Вулканизм древних геологических эпох и процессы рудообразования*

Рассмотрим теперь рудные образования, связанные с более древними — мезозойскими и палеозойскими вулканогенными и вулканогенно-осадочными комплексами. Древнейшие, докембрийские процессы вулканизма и рудогенеза, обладающие рядом весьма специфических черт, целесообразно рассмотреть в главе, посвященной закономерностям историко-геологической эволюции процессов эндогенного рудообразования.

Г. Шнейдерхен (1958) выделяет специальный тип «кератофировых» или «диабазовых» железных руд (тип Лан-Диль). Эти месторождения получили свое название от Лан-Дильского округа в ФРГ, где они широко распространены и эксплуатируются, хотя и обладают скромными запасами руд. Весьма сходного характера месторождения известны также в Среднем Гарце, в Восточных Судетах, в Швейцарии, Хорватии и ряде других мест. Рудные залежи красного железняка в Ланской и Дильской мульдах приурочены к вулканогенным девонским породам, среди которых наиболее широко развиты кератофир и «шальштейны», как здесь именуются диабазовые туфы с горизонтами диабазов. Руды явно слоистые с прослойками известковистых пород и шальштейнов, приурочены к определенному стратиграфическому горизонту. Выделяются два основных сорта руды — кремнистый и известковистый красный железняк и кроме того, магнетитовые руды с сидеритом, железистыми хлоритами и пиритом.

По мнению Г. Шнейдерхена, оруденение связано с кератофирово-вейльбургитовыми\* магмами, которые извергались и внедрялись в виде субвулканических тел в конце геосинклинального развития территории. Они содержали большое количество летучих компонентов, поступавших в море в виде газов или перегретых растворов. Среди летучих компонентов преобладали  $FeCl_3$  и  $SiCl_4$ , реагировавшие с морской водой и образовывавшие  $Fe_2O_3$  и  $SiO_2$ . В местах

\* Под этим названием Г. Шнейдерхен (1958) понимает диабазы, обогащенные карбонатами, образовавшимися при ассимиляции магмой известняков боковых пород.

бассейна, где существовали восстановительные условия, образовался магнетит, в случае присутствия сероводорода — пирит.

Более вероятно, по нашему мнению, что железо здесь накопилось в связи с процессами кислотного выщелачивания в пределах островных гряд, наличие которых предположить в этих условиях вполне естественно.

Взаимоотношения многих железорудных месторождений с вулканическими породами рассмотрены Л. Н. Формозовой (1960, 1962), выделившей тесно ассоциированные с основными вулканитами месторождения тюрингского типа, а также ряд месторождений башкирского типа, к которому, в частности, относятся указанные выше руды Лан-Диль.

В работе, посвященной условиям образования оолитовых железных руд в нижнем палеозое и докембрии, Л. Н. Формозова (1962) показала, что их формирование происходило иначе, чем аналогичных железорудных скоплений мезозоя и кайнозоя. В то время как последнее являются типично осадочными образованиями и приурочены к платформам, либо краевым частям геосинклинальных структур, древние оолитовые железорудные месторождения приурочены к центральным частям геосинклинальных зон. Их особенности, по Л. Н. Формозовой, согласованно свидетельствуют о том, что «месторождения оолитовых руд нижнего палеозоя и докембраия представляют собой определенный формационный тип и что механизм их образования был иным, чем в более поздние эпохи».

К этому типу из нижнепалеозойских образований относятся известные месторождения Чехии, Тюрингии, Северного Уэльса, Норвандии, Бретани и Анжу, Португалии, Марокко, полуострова Ньюфаундленд, района Калгана в Китае и др. Л. Н. Формозова показала, что оолитовые железные руды не только докембрия (которые, как и прочие рудные образования докембрийского возраста, будут рассмотрены нами особо), но и нижнего палеозоя приурочены к центральным частям геосинклинальных зон, которые характеризовались весьма интенсивными дифференциальными тектоническими движениями. Выявляется, что нижнепалеозойские месторождения этого типа приурочены к определенной формации. Осадочные породы, включающие рудные залежи, либо переслаиваются «с основными лавами, либо связаны с ними постепенными переходами. Если не в разрезах самих месторождений, то в соседней фациальной зоне той же формации, основной вулканизм всегда бывает ясно выражен (на расстоянии не более первых десятков километров)» (Формозова, 1962). Обломочные породы, развитые в пределах рудных горизонтов, представлены полимиктовыми образованиями, часто содержащими свежие обломки вулканических пород. Для нижнепалеозойских месторождений этого типа характерны большое количество рудных горизонтов и значительные возрастные интервалы эпох рудообразования. Во многих случаях отмечается ритмичное строение горизонтов, составляющих рудоносную формацию, чередование сланцев, руды, песчаников и вулканических пород. Выявляется, что чем больше в разрезах

вулканических пород, тем больше в них прослоев руды и больше их мощность. В ряде случаев установлено, что «руды исчезают, как только исчезают вулканические породы» (Формозова, 1962). Таким образом, сводка материалов по древним оолитовым железным рудам геосинклинального типа показывает, что они самым тесным образом связаны с определенными вулканогенными формациями эвгеосинклиналей, располагаясь либо непосредственно в зонах синхронного основного вулканизма, либо в соседних фациальных зонах, в которых близость вулканических очагов проявляется в наличии туфогенных и кремнистых пород. Отложение рудоносных толщ приурочено к этапу активного прогибания эвгеосинклиналей. Рассматривая палеогеографическую обстановку древних оолитовых железных руд, Л. Н. Формозова показывает, что они «образовались в морских условиях, во внутренних частях геосинклинальных систем»; «удаленность от берега в условиях геосинклинального бассейна говорит о значительной глубине образования руд, что подтверждается данными фациального анализа». Исходя из всех указанных выше признаков, Л. Н. Формозова приходит к обоснованному выводу о том, что «источник железа для древнейших оолитовых руд надо искать не в континентальном выветривании, а в вулканической деятельности, главным образом подводной». В составленной Л. Н. Формозовой таблице оолитовые железные руды нижнего палеозоя и докембрия сопоставляются с морскими рудами более молодого возраста (табл. 11).

В указанной таблице сравнение произведено с аналогичными платформенными морскими рудами чисто осадочного происхождения. Это сравнение не оставляет никаких сомнений в том, что геологические условия формирования этих двух групп железорудных месторождений совершенно различны. Однако и в более молодых — палеозойских, мезозойских и даже альпийских геосинклиналях известны железорудные образования, во многом сходные с только что охарактеризованными.

Большинство этих месторождений относится к другой формации, названной Л. Н. Формозовой (1960) терригенно-карбонатно-глиноzemистой. Железорудные месторождения, которые к ней приурочены, названы ею месторождениями башкирского или уральского типа, так как именно на западном склоне Среднего и Южного Урала, в Башкирии, они лучше всего описаны. В этой большой группе, как справедливо отмечает и сама Л. Н. Формозова, имеется несколько формаций и связанных с ними серий месторождений. Сюда включены даже некоторые месторождения чисто осадочного происхождения. Если для железорудных формаций, охарактеризованных выше, к которым приурочены рудные образования, названные Л. Н. Формозовой (1960) месторождениями тюрингского типа, характерна ассоциация терригенных и кремнистых пород и основных вулканитов, то месторождения башкирского типа связаны с формациями, для которых типично сочетание терригенных и карбонатных пород. Выявляется, что многие месторождения этого типа также тесно

Таблица 11

**Особенности оолитовых руд нижнего палеозоя и докембрия  
(по Л. Н. Формозовой)**

	Руды нижнего палеозоя и докембрая	Морские руды более молодого возраста
Тектоническое положение	Преимущественно внутренние прогибы геосинклинальных областей	Платформы или прилегающие к ним окраинные зоны геосинклинальных систем
Сопровождающие породы	Темные глинистые сланцы, артиллиты, песчаники и кремнистые породы с конкрециями кремней, фосфатов и пирита	Мелководные песчано-глинистые отложения или с глауконитом, или карбонатные, переходящие в известняки
Связь с вулканизмом	Сопровождаются основными лавами и туфами или в самой рудоносной толще, или в соседней близко расположенной фациальной зоне	За исключением некоторых руд, никакой связи с синхронным вулканизмом нет
Палеогеографические условия образования руд	Различные; но чаще руды отлагались далеко от берега и на большой глубине	Всегда мелководная и прибрежная зона
Мощность рудоносных формаций	Измеряется километрами	Измеряется десятками, реже первыми сотнями метров
Количество рудных пластов	Всегда большое (до 60 на Ньюфаундленде и 70 в Анжу)	Небольшое. Иногда 10—12. Часто однослойные залежи
Сопровождающий обломочный материал	Полимиктовый, очень часто граувакковый, иногда аркозовый	Мономиктовый или олигомиктовый, преимущественно кварцевый
Минералогические особенности руд	Маловодный или безводный характер окислов железа. Высококремнистый состав хлоритов. Пиритовые и пирит-фосфатные оолиты. Конкреции кремния и фосфата. Отсутствие кальцита	Различные в разных формационных типах месторождений
Химические особенности руд	Высокое содержание железа в зонах древнего выветривания и метаморфизма. Повышенное содержание кремнезема, низкое содержание глинозема, бедность окисью кальция, связанной только с фосфатами	Различные в разных формационных типах месторождений

связаны с вулканическими образованиями спилитово-кератофировой, либо близкой к ней формации. Достаточно ясно эта связь устанавливается в месторождениях Рейнских сланцевых гор и Гарца, в округе Лан-Диль, в Зауэрланде и в Среднем Гарце. Отчетливая связь с подобными же вулканическими комплексами наблюдается в ряде месторождений Югославии (Цискарц, 1958). Весьма интересно установить обстановку формирования клиntonских руд в США, которые, как известно, представляют собой крупнейшие железорудные образования этой страны. Залежи оолитовых красных железняков клиntonской полосы, которая протягивается на расстояние около 1800 км, подчинены сланцево-карбонатной толще. Рудовмещающая формация вытянута вдоль восточного края послетаконийского прогиба Западных Аппалачей. Еще восточнее располагается антиклиниорий, сложенный более древними отложениями. На северном его погружении, в синхронных рудоносной толще отложениях нижнего силура выявляется много вулканических пород разнообразного состава (от основного до кислого).

Рудоносная клиntonская полоса располагается на самом краю миогеосинклинали, примыкающей к эвгеосинклинальной структуре. Рудоносные отложения здесь латерально переходят в вулканогенные образования.

Строение железорудных месторождений башкирского типа в основных чертах такое же, как рассмотренных выше и связанных с терригенно-кремнистыми толщами и основными вулканитами. Руды в них залегают несколькими горизонтами различной мощности, обычно в толщах терригенных пород или известняков. По простиранию руды постепенно переходят во вмещающие породы. Преобладающим рудным минералом является гематит. В первичном цементе часто присутствуют пирит, магнетит и фосфаты. Яркой геохимической чертой руд этого типа является постоянное повышенное содержание в них алюминия. При изучении палеогеографических условий формирования этих руд выяснено, что они образовались в мелководной части морских бассейнов и располагаются полосами «вдоль древних береговых линий, особенно если эти берега были сложены недавно излившимися вулканическими породами среднего или основного состава» (Формозова, 1960).

В некоторых из указанных выше месторождений, наряду с железными, существенную роль играют марганцевые руды, которые иногда даже преобладают. К подобному типу относится, например, крупное месторождение Гонцен в Швейцарии и некоторые мелкие месторождения ГДР и ФРГ. В Японии марганецсодержащие железорудные месторождения в метаморфизованных и неметаморфизованных толщах палеозойского и мезозойского возраста приурочены к внешней структурной зоне и встречаются от Хоккайдо до Кюсю. Здесь весьма четко выявляется их ассоциация с вулканогенными спилито-кератофировыми комплексами, содержащими пласты кремнистых образований и интрузивные залежи пород основного состава. Рудные тела обладают признаками седиментационного образования,

однако во многих из них устанавливаются явные следы миграции и переотложения железа и марганца.

Руды, относящиеся к этому типу, обычно бедные, однако выявляются относительно обогащенные промышленные участки. Наиболее крупным представителем этих месторождений в Японии является Токоро на острове Хоккайдо. Подобные образования известны и во многих других странах.

В весьма обширной литературе по осадочным месторождениям марганца указывается, что многие из этих месторождений морского генезиса закономерно ассоциируются с вулканическими породами основного, среднего и кислого состава и связанными с ними кремнистыми и карбонатными осадками, и терригенными отложениями. В работе Ч. Парка и М. Кохса (Park, Cox, 1944) приводятся убедительные доказательства связи некоторых морских осадочных месторождений марганца Кубы с подводными вулканическими излияниями. Марганцевая минерализация концентрируется около кровли подушечной спилитовой лавы и ее интенсивность примерно пропорциональна мощности лавового потока. Марганец, по-видимому, выплачивался из спилитов во время их альбитизации и осаждался на морское дно в ассоциации с кремнистыми осадками и цеолитами. Этот процесс, вероятней всего, осуществлялся при наличии конвекционной системы, тепло для которой поступало от остывающего лавового потока, а вода имела морское или реликтовое происхождение. Определенное количество  $\text{CO}_2$  также, по-видимому, поступало из вулканических пород.

Аналогичный генезис, по данным Ч. Парка (1963), характерен для марганцевых рудных образований полуострова Олимпик, в штате Вашингтон (США).

Рудопроявления и месторождения марганца приурочены в этом районе к зоне развития спилитов, переслаивающихся с тонкими пластами известковистых «красных пород», представляющих собой вулканогенно-осадочные образования. Во время быстро протекавших в подводных условиях экструзий лавы насыщались морской водой, которая нагревалась до высоких температур. Под воздействием образовавшихся в результате этого процесса газов лавовые потоки подвергались изменениям (альбитизации и цеолитизации), а кремнезем, кальций, железо, магний и марганец выносились наверх.

Достигнув известковистых горизонтов, «компоненты поднимавшихся растворов отлагались за счет замещения осадочного материала или же через выводящие каналы, если они были, поступали на морское дно, где отлагались совместно с накаплившимся веществом осадочного происхождения» (Парк, 1963).

Н. С. Шатский (1954), обобщивший материал по вулканогенно-осадочным марганценосным формациям, выделил среди них две основные группы.

Первая группа составляет ряд, закономерно связанный с зеленокаменной (спилито-кератофировой) формацией, которая названа этим исследователем зеленокаменно-кремнистой; вторая группа ассоции-

руется с вулканогенными сериями иного, в целом более кислого состава (трахито-липаритового) и названа порфирово-кремнистой.

Первая группа представлена следующими закономерно связанными формациями: 1) вулканогенными (спилито-кератофировыми, «зеленокаменными», диабазово-порфиритовыми); 2) яшмовыми; 3) кремнисто-сланцевыми; 4) отдаленными кремнистыми формациями. В парагенетических ассоциациях отдельных членов этого ряда «присутствует яшма или кремнистый сланец в качестве либо главного, либо второстепенного, но обязательного члена». Естественно, что для выделения подобных рядов необходимо провести тщательный формационный анализ достаточно крупного региона. «Установление связи с вулканическим источником кремнезема необходимо потому, что существуют формации, по парагенезису горных пород, по кремнистости очень близкие к отдаленным кремнистым формациям, но не имеющие никакого отношения к вулканогенно-кремнистым группам», (Шатский, 1954).

Подобный ряд, связанный с вулканогенно-кремнистой группой первого типа с сопутствующими месторождениями марганца, достаточно четко выявляется на Восточном склоне Южного Урала (Херасков, 1951). В большинстве случаев месторождения приурочены к одной или двум формациям указанного выше ряда. Типичными примерами марганцовых залежей в зеленокаменных формациях являются также месторождения Олимпийских гор в США. В западноальпийской и пеннинской зонах месторождения приурочены как к зеленокаменной, так и к яшмовой формациям. В Болгарии в зеленокаменных вулканогенных толщах марганцевое оруденение близко ассоциируется с колчеданами, в ряде случаев меденоносными и железными рудами. К месторождениям, приуроченным к яшмовым формациям, относятся марганцевые залежи в штате Калифорния в США, мелкие образования архипелага Сунда в Индонезии, залежи марганцевых руд Западной Австралии и другие (Шатский, 1954).

Месторождения, приуроченные к вулканогенным формациям, представлены как чисто осадочными пластовыми и линзовидными залежами, так и небольшими жильными телами. С яшмовыми формациями обычно ассоциируются типичные осадочные образования.

Месторождения марганца в кремнисто-сланцевых формациях встречаются значительно реже. К ним относятся, например, руды Келлервальда и Гарца, известные марганцевые залежи в провинции Гузельва в Испании, месторождения северного Ньюфаундленда, Молуккского полуострова. В СССР к этой группе, по-видимому, относится Мазульское месторождение в Красноярском крае, рудные образования Ванданского хребта к северу от Хабаровска и, возможно, руды Аккермановского месторождения на Южном Урале. К отдаленным кремнистым формациям предположительно относятся небольшие залежи марганцевых руд, известных в кремнистой фосфоритоносной толще Карагатау, и некоторые рудные образования Западного склона Южного Урала (Шатский, 1954).

Марганцевые рудные залежи, связанные со второй группой вулканогенно-кремнистых формаций, широко развиты в Центральном Казахстане. К ним относятся известные месторождения Карапас, Караджал, Ктай, Клич, Шоинтас, Мурджик и много других. Они приурочены к вулканогенно-кремнистой формации так называемого успенского типа (хорошо описанной около Успенского рудника), восточнее которой располагается вулканогенная серия, сложенная альбитофирами, кварцевыми порфирами, кератофирами, плагиопорфирами, туфами этих пород, кремнистыми сланцами, различными терригенными породами и известняками.

Типичные яшмовые формации в Центральном Казахстане, как и вообще в связи с вулканогенно-кремнистыми формациями второй группы, отсутствуют. Еще западнее эта формация переходит в отдаленную кремнистую, в которой широко развиты известняки, мергели, глинистые сланцы, песчаники. Обычно все эти разности кремнистые, кроме того, здесь развиты отдельные прослои кремнистых пород. «Кремнистое влияние» вулканогенной формации в этом районе передается на огромное расстояние — до 400—500 км и может быть даже более (Шатский, 1954). Некоторые марганцевые месторождения этого региона приурочены уже к отдаленной кремнистой формации (Большой Ктай и др.).

Группа марганцевых месторождений, связанных с вулканогенно-осадочными формациями зеленокаменного ряда, обычно характеризуется малыми концентрациями марганца при общем большом количестве содержащегося в них металла. Промышленные рудные залежи здесь обычно невелики по своим запасам, представляют собой отдельные гнезда и линзы, спорадически рассеянные в рудоносной формации. Содержание металла обычно невысокое, руды силикатные, реже карбонатные. Богатые окисные руды встречаются обычно в подчиненных количествах. Руды характеризуются высокой кремнистостью, повышенным содержанием железа, в ряде случаев фосфатов. Типичны повышенные концентрации меди, никеля, кобальта, ванадия, хрома, в ряде случаев свинца, серебра, золота, мышьяка и др. (Варенцов, 1962). Группа марганцевых месторождений, связанных с вулканогенно-осадочными формациями порфирового ряда, отличается большей степенью концентрации этого элемента. Общие количества металла в этих формациях меньшие, а количества промышленных рудных концентраций — относительно большие. Здесь часто встречаются относительно богатые руды, сложенные пиролюзитом, браунитом, гаусманитом, а также железосодержащими минералами. Для многих из них характерны относительно высокие содержания бария, свинца, цинка, в ряде случаев золота, олова и других элементов (Варенцов, 1962). Марганценосные вулканогенно-осадочные формации, особенно зеленокаменного ряда, представляют собой весьма благоприятные материнские породы для образования чисто экзогенных месторождений марганца.

Месторождения, связанные с формациями зеленокаменного ряда, приурочены к эвгеосинклинальным структурам, изредка они

встречаются в прогибах, осложняющих внешние геоантиклинальные поднятия. Лишь марганцевые месторождения, связанные с отдаленными кремнистыми формациями этой группы, которые, как отмечалось, встречаются очень редко и представлены мелкими объектами, могут встречаться в структурах миогеосинклинального характера.

Месторождения марганца, связанные с вулканогенно-кремнистыми формациями порфирового ряда, которые встречаются в общем значительно реже, занимают иное структурное положение. Они приурочены к крупным геоантиклинальным структурам, иногда приближающимся по своему характеру к срединным массивам, а также к некоторым миогеосинклиналям. По своему расположению в рудовмещающих толщах рудные залежи этих месторождений являются внутриформационными.

Часто выявляется приуроченность рудных залежей к kontaktам определенных разновидностей пород, например к kontaktам яшм и туффитов в месторождениях Южного Урала, к кремнисто-карбонатным линзам в кровле спилитовых потоков в штате Вашингтон в США (Шатский, 1954).

Ряд марганцевых месторождений приурочен к известняково-доломитовой формации, которая, однако, тесно связана с вулканогенными образованиями. И. М. Варенцовым (1962) она была названа формацией усинского типа.

В пределах Усинского месторождения, которое является эталоном для данного типа, карбонатные отложения залегают на толще интенсивно рассланцеванных и измененных вулканогенных пород, преимущественно порфиритового состава (рис. 9). Развитые здесь рудохозитовые и мanganокальцитовые руды характеризуются содержаниями MnO до 49 %, иногда повышенными содержаниями железа (до 20—30 %), и обогащены медью, никелем и кобальтом.

Усинская марганцевосная известняково-доломитовая формация приурочена к структуре эвгеосинклинального типа. Она занимает вполне определенное место в ряду эвгеосинклинальных формаций этого участка. «К север-северо-западу она латерально переходит в известняково-доломитовую формацию, в которой содержание марганца, железа и фосфора исключительно редко превышает их кларки. Далее на северо-запад безрудная известняково-доломитовая формация сменяется зеленокаменной вулканогенно-осадочной формацией. К юго-юго-востоку от Усинского месторождения широкое развитие получает известняково-доломитовая формация с весьма редкими, спорадическими марганцевопроявлениями» (Варенцов, 1962).

Весьма сходны с описанными выше нижнекембрийскими формациями эвгеосинклиналии Кузнецкого Алатау, образования такого же типа, но несколько более древней (рифейской) геосинклиналии, описанной Е. В. Павловским и В. Г. Беличенко (1958) в области Баргузино-Витимского междуречья. При пересечении этой структуры (Забайкальской эвгеосинклиналии) от ее восточного крыла к западному последовательно выявляются следующие формации: железо-марганцевосная эффузивно-яшмовая — карбонатная — карбонатно-тер-

ригенная — марганценосная (включающая Икатское месторождение) — карбонатная — терригенная. Таким образом, здесь, так же как и в Кузнецком Алатау, марганцевое оруденение не только приурочено к карбонатным отложениям, но и латерально переходит в безрудные, либо весьма слабо оруденелые карбонатные толщи, однако в целом эти формации являются карбонатно-вулканогенными.

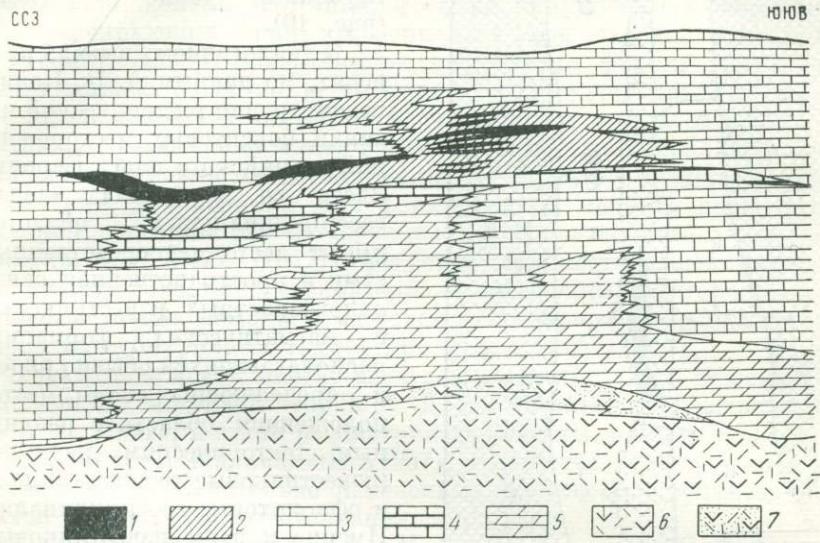


Рис. 9. Схема строения известняково-доломитовой геосинклинальной марганценосной формации усинского типа на примере Усинского месторождения (по И. М. Варещцову)

1 — карбонатные марганцевые руды; 2 — перемежаемость черных пиритоносных глинисто-кремнисто-карбонатных сланцев с известняками; 3 — светло-серые и белые известняки, нередко водорослевые и археоценатовые; 4 — известняки темно-серые и черные; 5 — доломиты палево-серые; 6 — рассланцованные вулканиты порфиритового состава; 7 — красноцветные туффитовые песчаники

Рассмотрим теперь дискуссионную проблему образования бокситовых месторождений морского происхождения. Как известно, месторождения этого типа всегда приурочены к геосинклинальным зонам.

Еще А. Д. Архангельским (1937) была подчеркнута приуроченность бокситов морского происхождения к карбонатным отложениям, которые переслаиваются с вулканогенными и терригенными породами, либо к вулканическим образованиям. Как известно, этим исследователем была развита хемогенная теория образования бокситов, которая долгое время была у нас в стране наиболее распространенной.

Общая геологическая позиция бокситовых поясов геосинклинальных зон наиболее полно была рассмотрена А. В. Пейве (1947). Подробно изучив тектонику Северо-Уральского бокситового пояса, он

показал, что «все месторождения здесь сосредоточены во внутренних зонах геосинклинальной области, причем известняковая бокситоносная формация Северного Урала окаймляется одновозрастными вулканогенно-осадочными толщами, выполняющими глубокие узкие прогибы» (рис. 10).

К аналогичному выводу приводит, по данным А. В. Пейве, рассмотрение тектонической позиции бокситовых месторождений альпийского пояса Европы. Здесь во внутренних «зонах геосинклинальных областей имеют место непосредственный стык и пространственная связь одновозрастных известняковых и магматических формаций, располагающихся обычно рядом и определяющих своим местоположением области с различным тектоническим режимом (известняковые геоантиклинали и офиолитовые геосинклинали). Именно к этим известняковым зонам альпийской геосинклинальной области и тяготеют все бокситовые месторождения».

Аналогична позиция ферганской группы бокситовых месторождений и ряда других областей. Подводя итог, А. В. Пейве (1947) подчеркнул, что «благоприятными для формирования бокситовых поясов структурными элементами внутри геосинклинальной области являются, с одной стороны, зоны внутренних геоантиклинальных поднятий и с другой — внутренние края передового прогиба, которые по отношению к ближайшему соседнему геосинклинальному прогибу играют роль участков с геоанти-

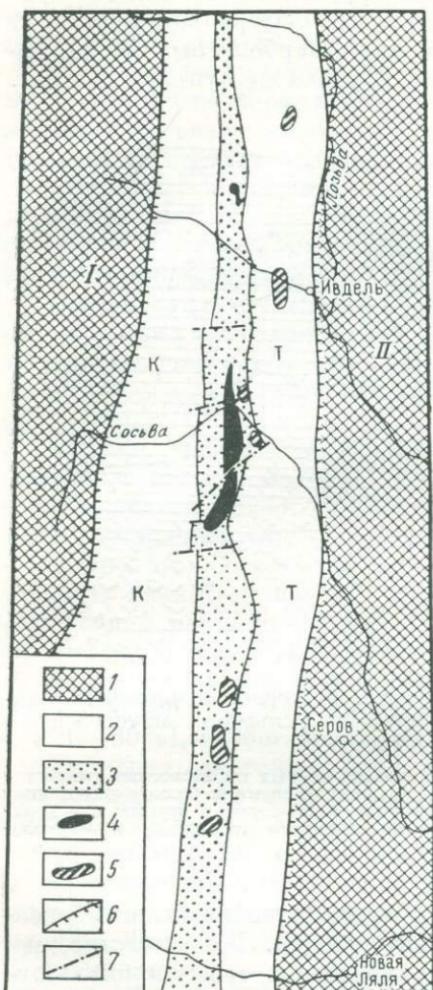


Рис. 10. Тектоническое положение Северо-Уральского бокситового пояса (по А. В. Пейве)

1 — области поднятий: Центрально-Уральское (I) и Шатско-Салдинское (II); 2 — прогибы: Кумбинский (К) и Туринский (Т); 3 — Петровавловское поднятие; 4 — кобленецкие бокситы; 5 — живетские бокситы; 6 — глубинные разломы; 7 — главнейшие нижнедонские сбросы

клинальным режимом». Бокситонакопление в геосинклинальных условиях осуществляется в эпоху смены «преобладающего геосин-

клинального тектонического режима преобладающим геоантиклинальным режимом».

Бокситовые залежи подстилаются обычно толщами карбонатных пород, лишенных сколько-нибудь существенной примеси терригенного материала, а покрываются карбонатными отложениями с заметной примесью терригенного материала. Это обстоятельство связано с тем, что подобные месторождения, как и многие геосинклинальные образования железа, марганца, фосфора приурочены к основанию трансгрессирующих серий, к перерывам в ходе осадочного процесса.

Рассматривая геоморфологические условия формирования геосинклинальных бокситов, А. В. Пейве (1947) подчеркивал, что в связи с интенсивной тектонической расчлененностью «рельеф оказывался также чрезвычайно изменчивым и постоянно обновляющимся»; «описанные условия палеорельефа не имеют ничего общего с почти пеппеленом, необходимым для формирования мощной коры выветривания, с которой обычно связывается бокситообразование». Как известно, А. В. Пейве (1947) отнес бокситовые месторождения геосинклинальных областей к «супратермальным» рудным месторождениям и видел источник металла в массовом поступлении «рудоносных растворов из субмаринных гидротерм» (Пейве, 1947).

В последнее время многие исследователи отказались от основных положений хемогенной теории А. Д. Архангельского, развитой затем А. В. Пейве, и стали рассматривать бокситы, как это и делалось уже давно С. Ф. Малявкиным (1937), в качестве механически переотложенных и значительно измененных процессами диагенеза продуктов латеритного выветривания.

К такому выводу пришли Н. М. Страхов, а также Г. И. Бушинский (1958).

Ю. К. Горецкий и другие (1956) выступили с представлениями, согласно которым основную роль в накоплении алюминия играет процесс сернокислотноболотного выветривания с последующим переотложением глинозема в условиях трансгрессирующего морского водоема. Во всех этих построениях та или иная форма континентального выветривания считается основным элементом теории бокситообразования. Подчеркивалась ничтожность концентрации растворенного глинозема в тропических водах; миграция его в этих условиях осуществляется главным образом «в связанном состоянии — в виде мицелл каолинита или других глинистых минералов» (Страхов, 1960).

В бокситах, кроме  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , как известно, концентрируются также  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}^{3+}$  и целый ряд редких элементов. Алюминий и титан резко отличаются по миграционной способности, а так как и тот и другой элемент накапливались в бокситах геосинклинального типа, это считается рядом исследователей непреодолимой трудностью, которая не может быть разрешена с позиций хемогенной теории.

Говоря о картине распределения алюминия и титана в морских бокситовых месторождениях, Н. М. Страхов (1960) подчеркивает

что «соотношения их отличаются удивительным постоянством во всех участках месторождения. Это обстоятельство в корне противоречит химической теории» и было еще раньше подчеркнуто А. П. Виноградовым (1957).

В разделе, касающемся характеристики процессов вулканизма, мы уже говорили о том, что работы последних лет, проведенные на островах Курильской гряды и Камчатке, показали, что в связи с вулканической деятельностью в омывающие морские бассейны поступают очень большие количества не только солей железа, щелочных и щелочноземельных металлов, но и алюминия (Зеленов, 1960). Была подчеркнута особая роль кислотного разложения пород в континентальных условиях.

Сводка литературных материалов показала, что подобные процессы характерны для многих других вулканических областей земного шара.

Таким образом, если раньше источник металлов в морских геосинклинальных месторождениях определяла альтернатива: континентальное выветривание, либо рудный материал вулканических экскаваций, то теперь установлен третий весьма вероятный источник: разложение крупных масс пород в связи с поствулканическими гидротермальными процессами.

Необходимо подчеркнуть, что палеогеографическая обстановка в районах развития геосинклинальных месторождений алюминия, а также ряда месторождений железа и марганца, рассмотренных выше, весьма сходна с той, которая наблюдается сейчас в областях вулканической деятельности островных дуг, этих современных геосинклинальных структур. Следует также учитывать, что поствулканические гидротермальные процессы, которые ведут к кислотному разложению пород, могут быть во времени значительно оторваны от этапов активной вулканической деятельности.

«В результате оказалось возможным реально указать вероятный источник алюминия морских хемогенных геосинклинальных бокситов» (Зеленов, 1962).

Основное возражение против этой гипотезы заключалось в том, что и в этом случае должна происходить четкая химическая дифференциация веществ, их пространственное обособление. Это кажется прежде всего алюминия и титана.

Таким образом, вопрос о взаимоотношении алюминия и титана стал одним из стержневых для познания генезиса морских бокситовых руд.

Остановимся на нем несколько подробнее. Геохимия алюминия и титана в областях вулканической деятельности островных дуг подробно рассмотрена К. К. Зеленовым (1963).

Указанный выше вынос различных солей, в том числе солей железа и особенно алюминия, связан с воздействием на породы островных вулканических гряд термальных вод «глубинного» формирования (кислых и ультракислых сульфатно-хлоридных, либо просто хлоридных). Они отличаются значительным и весьма устойчивым дебитом;

в результате их воздействия грандиозные по объему массы вулканических пород подвергаются интенсивному, часто полному разложению, с выносом всех металлов; конечными продуктами этих процессов являются мощные толщи монокварцитов или опалолитов.

Растворимость алюминия, как известно, весьма зависит от рН. Катион этого металла находится в растворе при рН ниже 4,1, однако следует учитывать, что образующийся при повышении рН гель гидроокиси алюминия в солянокислых растворах коагулирует лишь при рН около 6,5. Ряд исследователей, кроме того, указывает на существование сложных поликислородов этого металла, которые могут находиться в растворе до значений рН 5,5—6,5 (Зеленов, 1962).

Таким образом, для тех специфических условий, которые характерны для зон кислотного разложения в пределах вулканических гряд, алюминий оказывается подвижным элементом, что объясняет значительный вынос его в морские бассейны.

Титан обладает весьма ограниченными пределами ионной растворимости, однако незначительные его количества всегда обнаруживаются в пресных и морских водах. Физико-химическая обстановка, которая создается в зонах кислотного разложения пород, наиболее благоприятна для «миграции и выноса соединений титана, что подтверждается целым рядом наблюдений» (Зеленов, 1962).

В кислых водах термальных источников титан в ряде случаев составляет десятые и сотые доли миллиграммов на літр. Подробное рассмотрение особенностей геохимии титана позволило К. К. Зеленову прийти к выводу, что «миграция и вынос титана осуществляются главным образом в коллоидной форме, причем при одновременном перераспределении кремнезема колloid гидрата окиси титана улавливается кремневым гелем и при старении последнего образует вторичные титановые минералы — лейкоксен, анатаз, рутил. В тех же случаях, когда коагуляции кремневого геля не происходит, колloid гидрата окиси титана в виде легкой тонкой пленки выносится гидротермами в термальные потоки, а затем — в океан» (Зеленов, 1963).

При нейтрализации кислых растворов, как это показывают лабораторные исследования, растворы алюминия из истинных переходят в коллоидные с последующей коагуляцией и затем кристаллизацией.

То же наблюдается в природных условиях при смешении термальных и морских вод в прибрежных частях у вулканических островов, что хорошо изучено в области Курильской гряды. В ряде случаев здесь выявляются многокилометровые шлейфы, в которых выделяется три основных зоны. Непосредственно у устьев потоков выявляется зона прозрачной воды ядовито-зеленого цвета, где осуществляется нейтрализация термальных вод морской водой и образуется золь гидроокиси алюминия; ширина этой зоны достигает 100 м. Далее на несколько километров (иногда до 6 км и более) выявляется полоса желтой муты, представленной хлопьями гидроокислов железа и алюминия (при почти полном отсутствии кремнезема), этот шлейф окаймляется зоной голубой, слегка опалесцирующей воды.

Хорошо известно, что гель  $\text{Al(OH)}_3$  является чрезвычайно активным адсорбентом, причем максимальная адсорбционная способность выявляется в момент его формирования. Эти его свойства широко применяются для «соосаждения» различных редких и малых элементов. Выяснено, что этим путем можно концентрировать микрокомпоненты почти в 15 000 раз. В результате этих процессов титан, находящийся даже в весьма незначительных количествах в растворе, независимо от формы нахождения его соединений (в истинных растворах, коллоидах, даже микроорганизмах) практически полностью соосаждается гелем гидроокиси алюминия. Обязательным условием этого процесса является наличие нейтральной или близкой к ней среды. Именно поэтому в зонах нейтрализации и коагуляции, о которых мы говорили выше, этот процесс не осуществляется, благоприятные условия для него создаются лишь в самой внешней зоне (голубой опалесцирующей воды, где  $\text{pH} \sim 7$ ), в которой происходит коагуляция самых последних порций коллоидного раствора гидроокиси алюминия. Илы литоральной зоны, выброшенные на берег, содержат уже в области Курильской гряды 0,5—0,7%  $\text{TiO}_2$  (Зеленов, 1960).

Процесс нейтрализации в значительной мере активизируется в карбонатной среде при наличии коралловых рифов или горизонтов известняков. В этом случае нейтрализация осуществляется в меньших объемах морской воды, что обеспечивает значительно большую концентрацию коагулирующих веществ.

Подобный процесс удается наблюдать сейчас в теплых морях вулканических зон Земли; протекал он и в геологическом прошлом. Так, например, глиноземистая красноцветная почва на коралловом прибрежной террасе на о. Ницэ содержит 38,5%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; 28,5%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ; 1,5%  $\text{TiO}_2$ ; на рифогенных известняках о. Ямайки подобные же глиноземистые породы содержат 29,6%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 6,5%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и 0,75%  $\text{TiO}_2$  (Зеленов, 1963).

Детальные минералогические, в частности рентгеноструктурные исследования бокситов показывают, что они состоят из минералов, представляющих собой различные ступени раскристаллизации аморфного алюмогеля. Некоторые исследователи приходят к выводу о «терригенности» титана в бокситовых рудах, однако, как правильно замечает К. К. Зеленов (1963), это скорее исходит из общих представлений о коре выветривания, как обязательной материнской породе бокситов, чем из анализа фактического материала. С. П. Бонеславский (1953), специально изучавший этот вопрос, пришел к выводу, что «титан входил в состав первичного вещества бокситов»; «титан был привнесен в бокситовые бассейны, видимо, в виде коллоидных растворов вместе с окисью алюминия, кремнеземом и окисью железа», а титановые минералы, здесь обнаруженные, «являются продуктом раскристаллизации этого вещества и вторичных гипергенных изменений бокситового осадка».

Содержание титана в бокситовых месторождениях колеблется в весьма значительных пределах — от сотых долей процента до 10% и более; в пределах же того или иного месторождения содержание

его обычно весьма выдержано. Последнее обстоятельство, вероятно, свидетельствует «о едином процессе равномерной сорбции  $TiO_2$  коагулирующим гелем гидроокиси алюминия на всем пространстве формирующегося месторождения» (Зеленов, 1962).

Кроме титана, в бокситах содержится широкий спектр различных элементов, который, как это констатирует К. К. Зеленов (1963), «полностью и без всяких исключений совпадает с комплексом элементов, для которых доказано полное или почти полное осаждение из воды коагулирующим гелем гидроокиси алюминия». Это дает ему основание прийти к выводу, что эти элементы различными путями поступали в морскую воду в виде истинных и коллоидных растворов гидроокислов и комплексных соединений, либо в разлагающейся органике и затем так же, как и титан, извлекались в связи с активными сорбционными свойствами формирующегося геля гидроокиси алюминия.

Соотношение бокситовых залежей с рифогенными известняками, на сложно кородированной поверхности которых они залегают, свидетельствует о том, что между веществом, давшим бокситы, и карбонатными породами протекали сложные химические процессы. Последнее обстоятельство подчеркивалось рядом исследователей.

Иногда указывается, что отсутствие в карбонатных толщах, включающих бокситовые залежи, горизонтов вулканогенных пород и непосредственных переходов в эфузивно-туфогенные толщи, говорит против возможной связи этих месторождений с вулканическими процессами. В данном случае надо иметь в виду, что формирование эфузивно-туфогенных толщ и их кислотное разложение с выносом полезных компонентов может разделяться значительным интервалом времени. Следует учитывать и другую возможность. Как мы видели выше, опыт формационного изучения марганцевых месторождений вулканогенно-кремнистой группы показал, что влияние вулканических очагов может распространяться на очень большие пространства.

Условия столь далекого переноса рудного вещества еще неизвестны, однако природные взаимоотношения показывают, что он осуществлялся. Геохимические представления, касающиеся этого вопроса, основаны в значительной мере на лабораторных опытах, но, как справедливо заметил Г. И. Бушинский (1958) при обсуждении аналогичного вопроса, «лабораторных опытов проведено очень мало, и они не исчерпывают и не отражают тех возможностей, которыми обладает природа».

Далеко не все стороны бокситообразования в геосинклинальных условиях сейчас уже выяснены. Многие геохимические и геологические аспекты этой проблемы требуют дальнейшего углубленного изучения. Однако, как нам представляется, данные, которые получены в областях вулканической деятельности островных дуг, имеют важное значение для решения этого вопроса. Конечно, вулканогенный источник поступления коллоидов гидроокиси алюминия в морские бассейны не следует рассматривать в качестве единственного.

Однако при рассмотрении латеритной гипотезы выявляются многочисленные трудности и противоречия. В большинстве случаев нет оснований предполагать присутствие вблизи бокситовых поясов геосинклинального типа значительных континентальных массивов, где могло происходить образование латеритной коры выветривания. Геоморфологические условия, характерные для этих поясов, в большинстве случаев неблагоприятны для образования и сохранения коры выветривания, а те продукты латеритного выветривания, которые здесь могли образовываться, должны были разбавляться большими массами терригенного материала еще до поступления в морские бассейны. Четкая приуроченность бокситовых образований только к карбонатным породам, если их рассматривать в качестве механически перемещенных продуктов, остается также необъясненной. Соображения о том, что именно площади, сложенные карбонатными породами, обладали наиболее депрессионным характером и поэтому в них концентрировались продукты механического переотложения, нельзя признать убедительными.

Геологическая обстановка, свойственная бокситовым месторождениям геосинклинального типа, и особенности их строения заставляют предполагать, что условия их формирования аналогичны процессам, происходящим в современных областях вулканической деятельности островных дуг. Поэтому полученные здесь данные, свидетельствуют о резко повышенной, но в то же время раздельной миграции главных компонентов бокситовых руд и последующего их соосаждения, по той схеме, которая в последнее время обрисована К. К. Зеленовым и заслуживают, как мы думаем, серьезного обсуждения.

Рассмотренный вопрос является частью крупной проблемы, касающейся роли вулканических процессов в образовании различных месторождений полезных ископаемых осадочной группы. Определенные типы геосинклинальных месторождений железа и марганца, как было показано выше, весьма тесно связаны с вулканогенными комплексами; их вулканогенно-осадочное происхождение признается большинством исследователей. Однако для ряда месторождений этих металлов, ассоциирующихся с геосинклинальными формациями, выявляются лишь отдаленные и сложные связи с породами вулканического происхождения, что в значительной мере и обуславливает спорность их генезиса.

Это относится к большей части железорудных геосинклинальных месторождений формации, которая названа Л. Н. Формозовой (1960) терригенно-карбонатно-глиноземистой (месторождения башкирского типа).

С большим разнобоем мнений мы сталкиваемся при рассмотрении вопроса о генезисе геосинклинальной известняково-доломитовой марганценосной формации усинского типа. Эта формация, как отмечалось, приурочена к структурам эвгеосинклинального характера. Она является частью известняково-доломитовой формации, которая латерально переходит в зеленокаменные вулканогенно-осадочные

комплексы; с последними в свою очередь иногда связаны железорудно-марганцевые месторождения.

Источник металла, как и при анализе генезиса бокситовых и железорудных месторождений (башкирского типа), одни исследователи видят в континентальном выветривании вулканических пород главным образом основного состава, другие — в выветривании вулканогенно-осадочных.

Так, произведя тщательный анализ пространственного размещения и соотношения формаций и ассоциирующихся с ними месторождений в области Баргузино-Витимского междуречья, где распо-

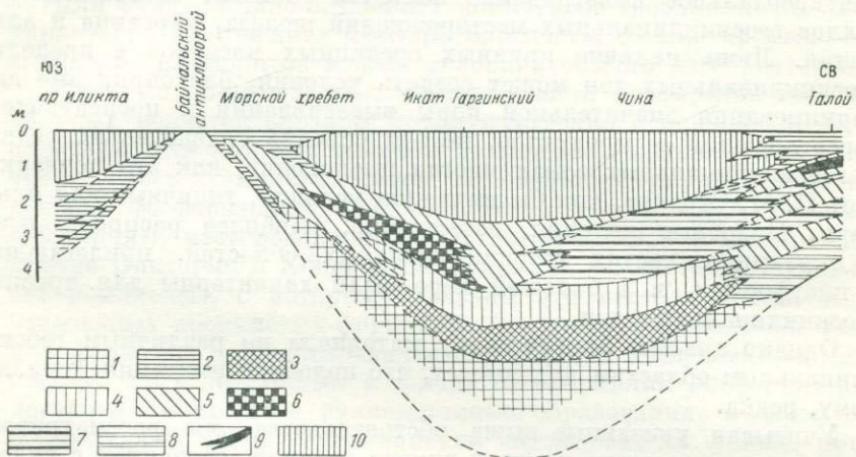


Рис. 11. Формации Забайкальской эвгеосинклинали (по Е. В. Павловскому и В. Г. Беличенко)

- 1 — эфузивно-терригенная; 2 — терригенная; 3 — кремнисто-терригенно-карбонатная;  
 4 — гематито-кремнисто-карбонатная; 5 — карбонатная; 6 — марганценосная (Икатская);  
 7 — карбонатно-терригенная; 8 — терригенно-карбонатная; 9 — железо-марганценосная;  
 10 — флишеподобная

лагается Икатское марганцевое месторождение, Е. В. Павловский и В. Г. Беличенко (1958) пришли к выводу, что «определенность и однозначность позиции, занимаемой фосфоритоносной, марганценосной и железо-марганценосной формациями в пространстве и времени, свидетельствуют в пользу генетического единства этих формаций и их вероятной связи с рудными эманациями, наиболее обильными в «зонах проницаемости» на склонах прогибов». Они высказали мнение, что икатская марганценосная формация, связанная с карбонатными породами, наиболее близка к «отдаленной кремнистой формации», выделенной Н. С. Шатским, хотя, естественно, она образовалась в несколько отличных условиях. Однако эти исследователи, хотя и считают наиболее вероятным указанный выше генезис, не отрицают возможности того, что первоисточником марганца могли быть «продукты размыва областей внутригеосинклинальных поднятий» (рис. 11).

В данном случае вероятней всего металлы (марганец, железо) выносились из областей «внутригеосинклинальных поднятий», (представлявших собой, по-видимому, цепи островов вулканического происхождения) в связи с активным кислотным разложением вулканических пород.

Мы думаем, что для геосинклинальных структур, характеризующихся большим градиентом активных тектонических движений и, следовательно, весьма неустойчивыми геоморфологическими условиями, а также обычным отсутствием в их внутренних частях крупных континентальных масс, — весьма трудно предположить, что континентальное выветривание является главным источником металлов геосинклинальных месторождений железа, марганца и алюминия. Лишь наличие крупных срединных массивов в пределах геосинклинальных зон может создать условия, благоприятные для формирования значительной коры выветривания и последующего переотложения ее продуктов, но эти условия сравнительно редки. В геосинклинальных зонах иногда происходит, как это подчеркивает Н. М. Страхов, как бы имитация условий, типичных для платформ. Подобные явления, естественно, наиболее распространены в окраинных частях геосинклинальных областей, прилегающих к платформам, и в большей мере были характерны для древних геосинклинальных зон.

Однако анализ фактического материала по различным геосинклинальным областям показывает, что подобная имитация, по-видимому, редка.

Учитывая указанные выше обстоятельства, мы рассматриваем кислотное разложение пород и другие явления, связанные с вулканической деятельностью геосинклинальных зон, в качестве главного процесса, обуславливающего поступление железа, марганца и, вероятно, алюминия (и сопутствующих им компонентов); континентальное выветривание является второстепенным фактором, выступающим на первый план лишь в специфических для геосинклинальных зон условиях.

Иные рудные формации образуются при поступлении вулканических экскаваций и продуктов разложения пород в бассейны, характеризующиеся сероводородным заражением.

Представителями их, по данным Г. Шнейдерхена (1958), являются колчеданно-баритовое месторождение Мегген на Лене, вероятно, Раммельсберг в районе Кослара, а также и Эргани-Маден в Восточной Анатолии. В этом крупном медном месторождении Турции признаки экскавационного происхождения, указывающие на связь рудных образований с процессами морского вулканизма, проявлены весьма четко (Шнейдерхен, 1958).

По данным В. И. Смирнова и Т. Я. Гончаровой (1960), некоторые медноколчеданные месторождения Северного Кавказа (Уруп, Бескес и др.), возможно, также имеют экскавационное и экскавационно-осадочное происхождение. Вышеупомянутые исследователи так представляют себе процесс возникновения руд этих месторождений:

«В периоды затухания вулканической деятельности \* горячие газо-водные экскальации просачивались через застывшие лавовые покровы, перерабатывали их и обогащали воды бассейна кремнеземом, железом и другими элементами. Эти элементы, попадая в физико-химически резко изменившуюся среду придонной части морского бассейна, выпадали в форме тех или иных соединений в осадок и накапливались на морском дне, преимущественно в естественных его прогибах. В зависимости от режима серы и кислорода железо связывалось в виде сернистых или окисных соединений, представленных в настоящее время соответственно пиритом или гематитом».

Для вулканогенно-осадочных комплексов геосинклинальных зон характерна повышенная фосфоритоносность, однако промышленных скоплений фосфоритов в этих условиях обычно не образуется.

Крупные промышленные месторождения фосфоритов геосинклинальных областей связаны преимущественно с карбонатными комплексами, для которых типичны повышенная кремнистость и наличие прослоев кремнистых пород. К подобному типу относится крупнейший фосфоритовый пояс Скалистых гор в США («формация Фосфория»), месторождения хр. Карагатау в СССР и месторождения штатов Виктория и Южная Австралия. Н. С. Шатский (1955) относит комплексы, с которыми связаны эти месторождения, к типу удаленных кремнистых формаций. Анализируя размещение различных формаций в области Скалистых гор, этот исследователь подчеркивает, что в 50—100 км к западу от «формации Фосфория» располагаются синхронные вулканогенные образования, в связи с чем в последнее время американские исследователи также пришли к выводу о вулканогенном происхождении кремнистых образований Скалистых гор, с которыми ассоциируются месторождения фосфорита.

Подобная же картина выявляется в указанных выше австралийских месторождениях.

Фосфоритовая формация хр. Карагатау, по заключению Н. С. Шатского (1955), представляет собой полный гомолог фосфоритовой формации Скалистых гор.

Против прямой связи подобного типа месторождений с локальными зонами вулканических очагов резко возражает Н. М. Страхов (1962). Он считает, что в случае вулканогенно-осадочного генезиса фосфоритов концентрация фосфатного материала должна проходить «вблизи от пунктов истечения гидротерм», а не в столь большом удалении, как это наблюдается в данном случае. Однако и этот исследователь считает, что «гидротермы в качестве источника фосфатов в морской воде вообще, конечно, следует принимать во внимание».

Для пермской «формации Фосфория» северо-западных штатов США характерны повышенные содержания урана и ряда редких элементов.

\* В данном случае среднепалеозойской.

С фосфоритами каратауского типа связаны месторождения ванадиеносных сланцев. Эти сланцы представляют собой относительно глубоководные геосинклинальные образования. Кроме ванадия в них присутствуют молибден и ряд других металлов (цинк, свинец, медь). Повышенные концентрации ванадия (до 1—2%) и других металлов (десятие и сотые доли процента) наблюдаются в пачках глинистых сланцев, обогащенных органическим веществом (Магакьян, 1961).

Совокупность имеющихся данных показывает, что вулканогенно-осадочные месторождения, охарактеризованные выше, связаны с морскими геосинклинальными формациями, во многих случаях достаточно глубоководными. Размещение этих формаций, как это явствует из анализа фактического материала, подчиняется прежде всего определенным тектоническим закономерностям: они приурочены к определенным крупным структурным единицам земной коры. Климатические факторы, весьма важные для осадочных месторождений платформенных областей, здесь в большинстве случаев отступают на второй план, либо вообще не имеют существенного значения. Установленная связь определенных геосинклинальных формаций и месторождений позволяет даже вне зависимости от трактовки их генезиса выявлять возможные ареалы распространения тех или иных групп рудных образований.

Вулканические комплексы, как известно, состоят из сложного сочетания собственно эфузивных пород, экструзивов и близповерхностных интрузивных тел. Наличие последних, как это справедливо подчеркивается В. Н. Котляром (1962), «часто являлось причиной изучения связей оруденения только с ними и полной недооценки роли эфузивов. Между тем во многих случаях эфузивы, экструзивы и субвулканические интрузивы настолько связаны между собой, что при изучении этих образований вне связи друг с другом вовсе теряются важные особенности их петрогенеза и тем более некоторые специфические черты связанного с ними оруденения».

Приведенные выше материалы показывают, что с процессами поверхностного вулканизма связано формирование разнообразных рудных инерудных месторождений. Среди них следует выделить три основные группы. К первой относятся месторождения, порожденные вулканами в периоды их активной деятельности (фумарольные), либо в состоянии относительного покоя (сольфатарные). Ко второй группе отнесены месторождения, сформированные поствулканическими гидротермальными растворами.

Третья группа объединяет вулканогенно-осадочные месторождения, рудное вещество которых обычно имеет комбинированное происхождение. Существенную роль в образовании подобных месторождений играют вулканические экскавации. В последнее время выяснено, что очень большие массы рудного вещества выносятся в бассейны вулканических зон в результате кислотного разложения пород в континентальных условиях, и, наконец, определенное участие в сложении подобных залежей играют экзогенные продукты. Весьма существенную роль при образовании подобных месторождений

играют условия бассейнов, в которых происходит отложение рудного вещества. В этом случае определяющими являются как тектонические факторы, так и химизм бассейнов и, в частности, режим серы и кислорода.

Количество сольфатарно-фумарольных рудных образований невелико. К числу поствулканических гидротермальных месторождений, как мы видели, относятся многие промышленно-важные типы месторождений.

Связи как сольфатарно-фумарольных, так и гидротермальных месторождений с теми или иными определенными массами вулканических, либо субвулканических пород в огромном большинстве случаев парагенетические.

При анализе геологических условий формирования месторождений указанных групп нет оснований для вывода, что газовые, жидкые или газово-жидкие растворы, образовавшие месторождения, порождены определенными лавовыми потоками, либо субвулканическими телами. Более вероятно, что возникновение этих пород и месторождений лишь обусловлено деятельностью общих для тех или других глубинных магматических очагов.

Прямая генетическая связь оловянного оруденения с вулканическим комплексом аляскитового состава на Малом Хингане установлена Г. В. Ициксон и другими (1959) и подтверждена М. А. Фаворской (1960). Возможно, что с вмещающими эфузивами генетически связаны также медно-цеолитовые месторождения (Котляр, Фаворская, 1962). Если случаи прямой генетической связи оруденения с вулканическими комплексами и встречаются, то, судя по имеющемуся фактическому материалу, они чрезвычайно редки.

В работе М. А. Фаворской (1960), посвященной вопросу взаимоотношения эндогенного оруденения с эфузивными формациями, различаются в этом аспекте два генетических типа эфузивов. Один представлен эфузивными комплексами недифференцированного характера; он связан с поднятием магмы из глубинных источников. Второй отличается дифференцированностью и, по мнению автора, обязан своим возникновением проникновению «на поверхность магмы относительно неглубоко расположенных дифференцированных очагов». Рудоносными являются дифференцированные вулканические комплексы.

Многими исследователями, и в частности Ю. А. Билибины (1955), подчеркивалось, что образование вулканических комплексов и связанных с ними месторождений во многих случаях значительно разорвано во времени.

Указанный вывод находит свое подтверждение при исследованиях в областях современной вулканической деятельности и в частности при изучении термальных источников; он имеет существенное значение при решении вопросов пространственного размещения месторождений вулканогенно-осадочной группы. В этих месторождениях обычно превалируют признаки осадочного генезиса, однако их рудные компоненты либо имеют в основном глубинное

магматическое происхождение, либо возникли в связи с вулканическими явлениями.

Приведенные выше данные позволяют сделать некоторые выводы, существенные для металлогенических исследований.

Наличие лишь далеких парагенетических связей как фумарольно-сольфатарных, так и поствулканических гидротермальных месторождений с соответственными вулканическими комплексами не позволяет связывать эти месторождения с теми или иными конкретными магматическими телами. Однако чрезвычайно важно выявление в том или ином конкретном регионе пострудных и дорудных вулканогенных комплексов, а также вулканических образований, с которыми наиболее близки по времени формирования определенные группы месторождений (например, липариты и месторождения Куруко в Японии).

Весьма важно для общей оценки рудоносности выделение участков дифференцированных вулканогенных образований. Так, например, в Восточном Забайкалье с полнодифференцированными вулканогенными комплексами верхней юры и нижнего мела, состоящими из пород от диабазовых порфириотов до кварцевых порфиров, ассоциируются (в определенной возрастной последовательности) сложные полиметаллические и золото-полиметаллические месторождения, золоторудные, флюоритовые месторождения и пункты ртутной и сурьмяной минерализации. Недифференцированный комплекс андезито-базальтов, развитый здесь же и датируемый в рамках неогена и нижнечетвертичного времени, практически безрудный.

С металлогенической точки зрения важна расшифровка внутреннего строения рудоносных вулканогенных комплексов и, в частности, выявление вулканических аппаратов, к которым часто приурочены месторождения как фумарольно-сольфатарного, так и гидротермального происхождения.

Суммирование материалов по вулканогенным областям заставляет прийти к основному выводу о том, что закономерности пространственного размещения характерных для этих зон месторождений определяются прежде всего тектоническими факторами и, в частности, наличием дизъюнктивных нарушений и зон трещиноватости, а исследование самих вулканогенных образований дает большей частью лишь общие данные о возможности обнаружения тех или иных рудных скоплений в пределах широких площадей.

Важное значение имеет изучение химического состава вулканических пород, так как им в значительной мере определяется вынос тех или иных рудных компонентов.

При металлогеническом изучении вулканогенно-осадочной группы месторождений, приуроченных в своей подавляющей массе к геосинклинальным зонам, на первый план выступает формационный анализ, который следует проводить на обширной территории.

Здесь необходимо выявлять ряды формаций, которые могут меняться от чисто вулканогенных к чисто осадочным. Рудные месторождения, имеющие в данном случае наиболее отдаленные парагене-

тические связи с магматическими комплексами, могут находиться в значительном удалении от вулканических зон и залегать среди осадочных пород. При общих металлогенических выводах следует учитывать, что часто происходит значительный разрыв во времени между формированием вулканических комплексов и выносом рудных компонентов, например, в результате кислотного разложения пород.

### О формах связи магматогенных месторождений с группой гипабиссальных интрузий

Гипабиссальные интрузии рассматриваются некоторыми исследователями как сателлиты крупных батолитов. В ряде районов действительно наблюдаются штокообразные тела, либо серии дайковых пород, обладающие признаками гипабиссальности и закономерно связанные с батолитами. Однако во многих регионах выявляется, что гипабиссальные интрузивные тела представляют собой самостоятельные образования; они приурочены к специфическим зонам и возникают на определенных этапах развития как подвижных поясов земной коры, так и платформ, нарушенных разрывами.

К числу гипабиссальных образований должны быть также отнесены сравнительно глубокие части интрузивных тел, ассоциирующиеся с вулканогенными комплексами.

Таким образом, среди гипабиссальных интрузий должны быть выделены три главные группы.

1. Сателлиты или схизолиты (отщепленные породы) крупных интрузивных массивов.

2. Сравнительно глубинные части субвулканических образований.

3. Самостоятельные малые гипабиссальные интрузивные тела.

Первая группа интрузий неотделима от крупных массивов, относящихся в главной своей массе к мезоабиссальным интрузивным образованиям, и их геологические особенности поэтому должны рассматриваться совместно. Вторая группа в геологическом отношении является частью сложных вулканогенных комплексов. Третья группа, наиболее распространенная среди гипабиссальных образований, обладает рядом специфических черт, имеет большое металлогеническое значение и заслуживает поэтому специального рассмотрения.

Тесная связь многих гипабиссальных интрузивных тел с определенными группами рудных месторождений и их поисковое значение были подчеркнуты В. М. Крейтером (1940), а также в ряде работ С. С. Смирнова, Ю. А. Билибина, В. И. Смирнова.

Проблеме малых интрузий посвящены многочисленные труды М. Б. Бородаевской, а также работы Х. М. Абдуллаева (1957), В. З. Апельцина (1958), В. Н. Козеренко (1956), Ю. М. Шейнманна (1958), Ф. К. Шипулина (1955) и целого ряда других исследователей.

Термин малые гипабиссальные интрузии иногда рассматривается излишне широко, под ним понимаются не только самостоятельные

интрузивные образования, но и субвулканические тела и схизолиты, генетически связанные с крупными массивами.

Рядом исследователей было подчеркнуто, что малыми гипабиссальными интрузивными телами следует именовать лишь самостоятельную форму проявления подобных интрузивных образований. Именно в таком понимании они рассматриваются в настоящем труде.

Высказываются мнения, что малые интрузии проявляются лишь в конце тектоно-магматических циклов. Этот вывод нельзя признать полностью правильным. Подобного типа интрузии действительно весьма характерны для завершающих этапов развития геосинклинальных систем, однако они могут проявляться в различных структурно-фацальных зонах и на разных этапах их развития.

Так, например, в Восточном Забайкалье среди синхронных мезозойских интрузий, внедрившихся до формирования вулканогенных комплексов верхней юры — нижнего мела и относящихся к средним этапам развития мезозойской остаточной геосинклинальной системы, выявляются кислые интрузивные образования, резко отличающиеся по своему характеру. В центральной зоне, выделяющейся наиболее мощными прогибаниями и интенсивным проявлением складчатых движений, развиты относительно крупные тела гранитоидов мезабиссальной группы фаций, площадь выходов которых в ряде случаев составляет многие сотни квадратных километров. В краевых зонах (Приаргунской и Пришилкинской), для которых характерны значительно меньшие амплитуды прогибаний и значительно большая роль разрывных форм дислокаций, наиболее типичны малые резко гипабиссальные интрузии преимущественно кислого состава. Эта закономерность, установленная уже давно (Козеренко, Лазько, 1949; Козеренко, 1954, 1956), в последнее время нашла свое подтверждение при анализе отдельных рудных районов и полей.

При анализе различных регионов выявляется, что малые гипабиссальные интрузии образуются в сходных тектонических условиях; «можно прийти к общему выводу, что малые гипабиссальные интрузивные тела типичны для зон, в пределах которых разрывные формы дислокаций имеют определяющее значение, а складчатые процессы проявляются обычно относительно слабо» (Козеренко, 1956).

Малые гипабиссальные интрузии характеризуются разнообразным составом. Они широко распространены в краевых — переходных к платформам частях геосинклинальных систем, где они могут возникать на разных этапах развития подвижных зон этого типа. Интрузии характерны также для геоантиклинальных структур геосинклинальных областей, где они возникают как на конечных этапах развития, что наиболееично, так и на более ранних. Подавляющая масса малых гипабиссальных интрузий геосинклинальных структур приурочена к их конечным этапам развития. Однако встречаются и более ранние «дебатолитовые» малые интрузии среднего и кислого состава.

Широко распространены также гипабиссальные интрузии в пределах подвижных платформ, для которых типичны интрузивные тела основного состава, входящие в трапповые комплексы. Весьма широко распространены и чрезвычайно разнообразны по составу малые гипабиссальные интрузии глыбовых зон.

Конкретные примеры приуроченности рудоносных малых интрузий к структурно-фациальным зонам различного типа будут даны ниже.

Давая характеристику петрогенетических особенностей пород, слагающих гипабиссальные малые интрузии, М. Б. Бородаевская (1960) подчеркивает их следующие особенности: четко выраженные признаки гибридизма, осуществлявшегося в глубинных условиях, и высокую насыщенность расплавов, давших эти интрузии, летучими компонентами. Первый признак действительно весьма характерен для малых гипабиссальных интрузий; второй не может считаться обязательно характерным. С. С. Смирнов (1947), рассматривая особенности малых гипабиссальных интрузивных тел, пришел к обратному выводу о том, что «ни в минералогическом их составе, ни в структурно-текстурных особенностях, ни, наконец, в изменениях на контактах нет, как правило, признаков, говорящих о чрезмерном богатстве летучими ...». Малые гипабиссальные интрузии очень часто подвержены интенсивным гидротермальным преобразованиям. Это объясняется прежде всего их приуроченностью к разрывным нарушениям, по которым проникали растворы, приводящие к метасоматическим изменениям уже сформировавшихся интрузивных тел.

Рядом исследователей, и прежде всего С. С. Смирновым и Ю. А. Билибиным, было показано, что связи между малыми гипабиссальными интрузиями и месторождениями, которые с ними ассоциируются, парагенетические. Классические примеры, выявляющие парагенетические взаимоотношения малых гипабиссальных интрузивных тел и различных рудных образований, приведены в известной работе С. С. Смирнова (1946). Однако парагенетические связи различны, иногда они весьма близки и рассматриваются даже некоторыми исследователями в качестве непосредственных генетических связей; во многих случаях они более отдаленные.

Обычно рудные скопления, ассоциирующиеся с малыми интрузиями, являются более поздними образованиями, однако иногда процесс развивается более сложно по схеме: интрузия — руда — интрузия — руда. Весьма интересный пример подобных взаимоотношений описан М. М. Повилайтис (1957) для Джидинского молибденово-вольфрамового месторождения в Забайкалье. Здесь, по данным этого исследователя, выделяются три фазы минерализации, которые разделяются внедрением различных даек.

Во многих регионах внедрение малых гипабиссальных интрузий приурочено к нескольким тектоническим fazам и поэтому пересечения рудных тел дайками иногда отражают не развитие единого процесса, а наложение друг на друга весьма разновременных рудно-магматических комплексов.

Малые гипабиссальные интрузивные тела представлены обычно штоками небольших размеров, дайками и дайкообразными телами. В специфических структурных условиях, в полого либо горизонтально залегающих породах осадочного чехла, развиваются лакколиты и силлы. Часто в ранний этап развития малых интрузий формируются штоки, лакколиты или силлы, а в поздний (завершающий) — дайки и дайкообразные тела.

Для малых гипабиссальных интрузивных тел, развитых в той или иной области, обычно характерны четко выраженные общие петрографические признаки и определенная возрастная последовательность при образовании отдельных разновидностей в пределах всего региона. Часто выявляется последовательное развитие все более кислых разностей. Однако в зонах распространения малых интрузий гранитоидного состава конечные дериваты обычно имеют лампрофировый или порфиритовый состав.

Важно указать, что рудоносные малые интрузии отличаются четко выраженной дифференцированностью. Это характерно для интрузий разного состава: кислых, основных, щелочных и т. д.

В тех случаях, когда в близлежащих структурно-фацальных зонах наблюдаются: в одной малые гипабиссальные интрузии кислого и близкого к ним состава, а в другой — синхронные гранитоидные интрузии более глубинных фаций, между ними выявляются определенные петрохимические отличия. Малые интрузии отличаются от своих одновозрастных, но более глубинных аналогов в целом несколько повышенной основностью и щелочностью. Такие взаимоотношения наблюдаются, например, в Восточном Забайкалье (Козеренко, 1960).

При изменении общих геологических и прежде всего тектонических условий наблюдается закономерное изменение характера малых интрузивных тел — их формы, состава, фацальных особенностей; последнее обстоятельство часто не учитывается в достаточной степени.

Несмотря на относительно малые размеры большинства гипабиссальных интрузивных тел, их общая масса может быть весьма значительной. В целом, по данным М. Б. Бородавской и других (1960), они иногда занимают свыше 30—40% площади некоторых регионов.

Во многих случаях выявляется приуроченность малых интрузий к крупным тектоническим поясам, протягивающимся иногда на многие сотни километров; конфигурация зон малых интрузивных тел может быть разнообразной. Дайки и дайкообразные тела обычно образуют «свиты», подчиненные общему простианию, типичному для того или иного региона; отдельные интрузивные тела этих «свит» также в большинстве случаев ориентированы в соответствии с общим простианием.

Штокообразные тела создают чаще всего узлы сгущения, приуроченные к определенным элементам структуры.

Показательные материалы о взаимоотношениях гипабиссальных интрузий и оруденения получены при изучении Восточно-Забайкальской металлогенической провинции (Козеренко, 1956, 1960). В пределах Приаргунской краевой геоантклинальной зоны, мезозойской остаточной геосинклинальной системы Восточного Забайкалья выявляется связь во времени и в пространстве сложных полиметаллических, оловянно-полиметаллических и мышьяково-золотых месторождений с сериями малых гипабиссальных интрузий кварцевых и бескварцевых порфиров, диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиров и лампрофиров. Как среди интрузивных пород, так и среди рудных месторождений выявляются две возрастные группы — верхнеюрская и предверхнеюрская, относящиеся к верхам верхнеюрского и низам нижнемелового отдела.

Развитые в этой же зоне крупные, глубоко эродированные массивы гранитоидных пород несомненно имеют более древний, палеозойский и раннемезозойский возраст.

Малые интрузии юрского возраста образуют узлы сгущения и наиболее широко развиты в пределах рудных полей Приаргунской зоны, отнесенной С. С. Смирновым к полиметаллическому поясу Восточного Забайкалья (1944). Они представлены штоками и дайками кварцевых и бескварцевых порфиров, граносиенит-порфиров, лампрофиров, в большинстве случаев обладают резко выраженным чертами сравнительно близповерхностного образования и лишь на некоторых участках представлены несколько более глубинными штоками диоритового, сиенитового, гранодиоритового и гранитного состава, имеющих облик гипабиссальных, либо близких к ним пород.

Устанавливается эволюция пород во времени от более основных к кислым, однако самыми поздними среди этих серий гипабиссальных интрузий являются лампрофирсы, в большинстве случаев ближе всего стоящие по времени формирования к рудным образованиям.

При детальном рассмотрении взаимоотношений гипабиссальных интрузий с рудами выявляется, что последние образуются обычно несколько позже интрузий, близких к ним по возрасту. Однако установлено, что более древние предверхнеюрские рудные образования пересекаются породами более молодой верхнеюрской интрузивной фазы. Такие взаимоотношения отмечены А. А. Локерманом на Октябрьском мышьяковом, Ивановском и Савинском 5 полиметаллических месторождениях (рис. 12, 13).

Устанавливается приуроченность рудных месторождений к зонам экзоконтакта более глубинных штоков и выявляются некоторые черты зонального расположения месторождений вокруг них. В пределах рудных полей, где развиты резко гипабиссальные интрузии, наблюдается, что рудные тела секут интрузивы или располагаются вдоль контактов их с вмещающими породами, а также в удалении от этих интрузивных тел; в пределах некоторых рудных полей устанавливается большая насыщенность гипабиссальными интрузивными образованиями, некоторые поля, наоборот, почти их не

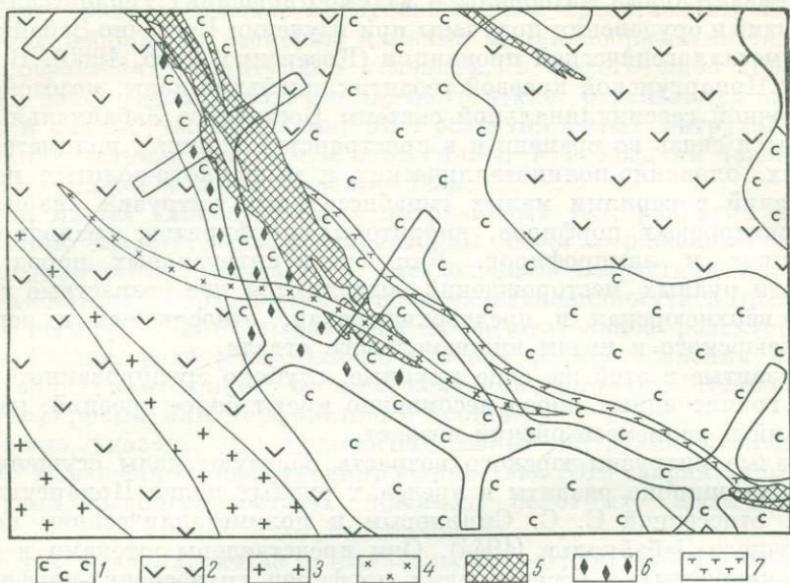


Рис. 12. Дайка гранодиорит-порфиров II, секущая рудное тело Октябрьского мышьякового месторождения (по А. А. Локерману)

1 — скарны и скарнированные известняки; 2 — диориты; 3 — дайки гранодиорит-порфиров II; 4 — дайки гранодиорит-порфиров I; 5 и 6 — сплошные и вкрапленные руды; 7 — дайка лампрофиров

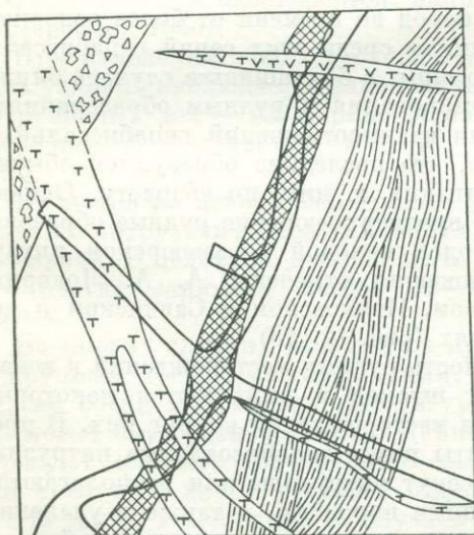


Рис. 13. Геологический план северной части Ивановского месторождения (по А. А. Локерману)

1 — известняково-глинистые сланцы; 2 — глинистые сланцы; 3 — зоны дробления; 4 — рудные тела; 5 — лампрофир I; 6 — лампрофир II

содержат. Поэтому нет возможности установить прямую корреляцию между количеством интрузий и интенсивностью оруденения.

Во многих рудных полях Приаргунья выявляется наиболее близкая пространственная связь полиметаллических руд с дайками лампрофирового или порфиритового состава, в ряде случаев месторождения наиболее близко ассоциируются с интрузиями кварцевых и бескварцевых порфиров, а в пределах Акатуевского рудного поля, по последним данным, они наиболее близки к гипабиссальным телам гранитного состава.

Как уже отмечалось выше, при изучении полиметаллической зоны Восточного Забайкалья в целом статистически устанавливается преимущественная приуроченность рудных полей к киммерийским гипабиссальным интрузиям. Выявленные взаимоотношения между гипабиссальными интрузиями и рудными месторождениями позволяют прийти к выводу, что между ними возможны лишь парагенетические связи; более близкие взаимоотношения устанавливаются между рудными образованиями и штоками, которые уже несут черты, приближающие их к группе мезоабиссальных интрузий.

В пределах северо-западной Пришилкинской зоны Восточного Забайкалья развита серия гипабиссальных тел, объединяемых здесь под названием годойского интрузивного комплекса. Обилие крупных разрывов, часть из которых относится к глубинным разломам, приближает эту структуру к типичным зонам глыбовых дислокаций, чем эта зона и отличается от краевой Приаргунской структуры. Развитые здесь интрузии весьма сходны с гипабиссальными образованиями Приаргунской полосы, но представлены в основном дайкообразными телами и сериями даек, приуроченными к характерным для этой зоны системам протяженных разрывных нарушений. Возраст гипабиссальных интрузий Пришилкинской зоны выявляется с большим трудом, что связано прежде всего с весьма ограниченным развитием в ее пределах юрских отложений.

Выявляется, что гипабиссальные тела активно контактируют с юрскими отложениями и, по имеющимся данным, представляют собой многофазный сложный комплекс, в составе которого имеется несколько разновозрастных интрузивных образований.

Предверхнеюрский возраст части годойских интрузий хорошо доказан в последнее время Ю. Ф. Мисником для Пришилкинского рудного района. Однако в ряде мест северо-западной зоны выявляется, что аналогичные интрузии прорывают вулканогенно-осадочные образования верхней юры — нижнего мела. Таким образом, часть малых гипабиссальных интрузий северо-западной Пришилкинской зоны Восточного Забайкалья внедрялась в средние этапы развития мезозойских структур этого региона и синхронна крупным гранитоидным телам центральных районов этого региона, а часть сформирована в конечные этапы. В этом отношении Пришилкинская краевая зона аналогична Приаргунской краевой структуре.

С годойским комплексом ассоциируются протяженные зоны гидротермально измененных и, в частности, турмалинизованных пород

и обычно сложные по составу рудные месторождения, среди которых выделяются преимущественно молибденовые, золоторудные и иногда полиметаллические месторождения. Ввиду резкого преобладания золота и молибдена эта зона была названа С. С. Смирновым (1944) золото-молибденовым поясом Восточного Забайкалья. Здесь, как и в Приаргунье, устанавливаются случаи пересечения рудных тел дайками. Подобные взаимоотношения, например, установлены в пределах золото-молибденового рудного поля Давенда-Ключи, где выявлены гранит-порфиры, пересекающие рудную жилу, и в ряде других мест, где наблюдается пересечение рудных тел эн-статитовыми порфиритами (Бородаевская, 1956).

При сравнении Пришилкинской и Приаргунской зон Восточного Забайкалья выявляются как черты сходства, так и достаточно определенные черты отличия. В обеих зонах развиты сходного состава и аналогичного возраста гипабиссальные интрузии. Однако с ними ассоциируются различные по характеру рудные месторождения, преимущественно полиметаллические в Приаргунье и золото-молибденовые в Пришилкинской зоне, что, судя по имеющимся данным, обусловлено прежде всего различиями в тектонических условиях формирования как интрузий, так и месторождений.

Связи оруденения с комплексом малых гипабиссальных интрузий хорошо изучены в пределах Рудного Алтая, где некоторая, весьма незначительная, часть рудных образований может иметь возраст, синхронный формированию девонских вулканогенных комплексов. Об этом свидетельствуют горизонты окварцованных пород с гальками, содержащих галенит и церуссит в составе девонских отложений. Однако подавляющее большинство месторождений, и в том числе наиболее крупные промышленные объекты, как это показывают наблюдения во многих районах Рудного Алтая, пространственно и во времени связаны с малыми гипабиссальными интрузиями и имеют возраст более молодой, чем верхнепалеозойские гранитоиды Змеиногорского и, вероятно, Калбинского комплексов.

Работами ряда исследователей установлено, что полиметаллические месторождения Алтая тесно пространственно связаны с дайковой формацией, причем рудные тела всегда моложе этих даек.

Последние представлены большей частью диоритовыми и диабазовыми порфиритами и являются, по-видимому, самыми молодыми интрузивными образованиями Рудного Алтая. Они пространственно и генетически не связаны с крупными гранитоидными массивами Змеиногорского и Калбинского комплексов и по совокупности данных должны быть выделены в качестве самостоятельной группы малых гипабиссальных интрузий.

Взаимоотношения малых гипабиссальных интрузий и рудных образований в пределах Рудного Алтая такие же, как и в Восточном Забайкалье. Они указывают на парагенетические связи интрузий и руд. Этот вывод подтверждается также тем, что на Рудном Алтае вблизи крупных месторождений часто известны лишь весьма не-

большие гипабиссальные интрузивы, состав которых не отображает особой насыщенности их рудными флюидами. Поэтому можно предположить, что малые интрузии и более поздние рудные растворы, образовавшие месторождения, связаны лишь единством магматического очага.

Широко известна тесная связь медных, медно-молибденовых и молибденовых месторождений прожилково-вкрашенного типа с гипабиссальными интрузивами умеренно кислых гранитоидов и близких к ним пород. Интрузивы обычно представлены монцонит-порфирами и кварцевыми монцонит-порфирами, гранодиорит-порфирами, сиенит-порфирами, гранит-порфирами, обладают резко выраженным чертами гипабиссальности и характеризуются разнообразием форм проявления. Они наблюдаются в виде штоков, трубообразных тел, пластовых и неправильных залежей систем даек и обычно приурочены к геоантиклинальным структурам вулканического типа. Руды сосредоточены как в эндоконтактовых зонах, так и в интенсивно измененных породах ближайших экзоконтактов — в ассоциации со вторичными кварцитами, чаще всего существенно кварцево-сернистого состава. Эти измененные породы пронизаны тонкими и тончайшими прожилками кварца с сульфидами и содержат вкрашенность последних. Самое крупное месторождение молибдена в мире — Кляймакс (США) — относится именно к этому типу (рис. 14). Сюда же относятся крупные медно-молибденовые месторождения, такие, как Бингем (США). Этот тип включает также медные месторождения с незначительной примесью молибдена, как Коунрад и Бощекуль в Казахстане и Алмалык в Узбекской ССР. Сюда относятся многие месторождения западных штатов США — Ахо, Рей, Или, Санта-Рита и другие, а также месторождения Мексики, Югославии, Греции, Ирана, Турции и других стран. Месторождения этого типа дают более 60% мировой выплавки меди.

В большинстве случаев изверженные породы, с которыми ассоциируется оруденение отмеченных выше типов, представляют собой гипабиссальные малые интрузивные тела, пространственная позиция которых обычно контролируется крупными разрывными нарушениями. Иногда выявляется, что эти интрузии связаны с комплексами эфузивных пород, как это установлено при изучении месторождения Коунрад (Наковник, 1937, 1947; Газизова, 1957).

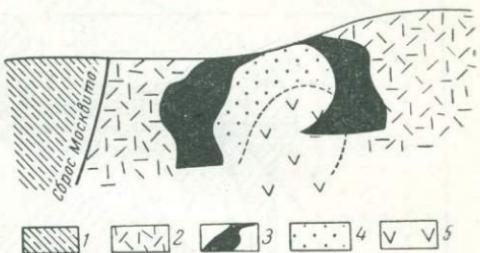


Рис. 14. Схематический разрез через рудное тело Кляймакс (по Вандервильду и Кингу)

1 — осадочные породы карбона; 2 — слабоизмененные гнейсы и граниты докембрия; 3 — рудная зона среднеокварцованных пород; 4 — центральное ядро сильноокварцованных пород; 5 — кварцевые монцонит-порфиры третичного возраста

и, следовательно, являются субвулканическими образованиями по своей геологической природе.

В большинстве случаев устанавливается близкая пространственная связь оруденения с телами гипабиссальных интрузивных пород. Такая весьма тесная связь была выявлена при изучении месторождения Кляймакс; оруденение здесь приурочено к штоку монцонит-порфиров альпийского возраста, позиция которого контролируется крупным регионального характера сбросом Москвито. Рудная минерализация, вытягиваясь вдоль указанного сброса, затрагивает как

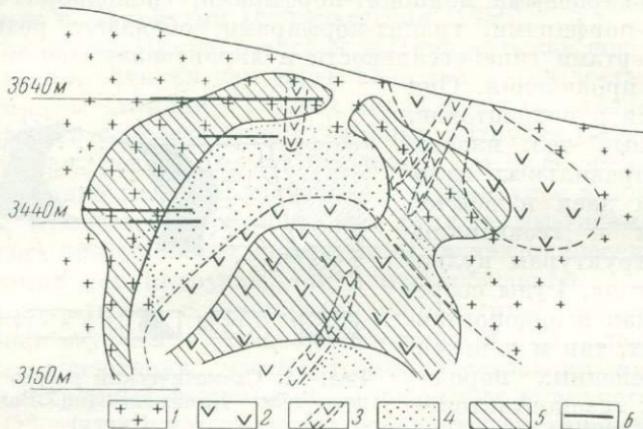


Рис. 15. Схематический геологический разрез через рудную зону месторождения Кляймакс (по Вандервильду и Кингу)

1 — вмещающие граниты и кристаллические сланцы; 2 — кварцевый монцонит-порфир; 3 — дайки; 4 — сильноокварцованные породы; 5 — промышленные руды; 6 — горизонты горных работ (высоты над уровнем моря)

сам шток гипабиссальных пород, так и древние докембрийские граниты, которые им прорываются (рис. 15).

Тесная пространственная связь прожилково-вкрашенного медно-молибденового оруденения с системами даек гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и сиенит-порфиров альпийского возраста устанавливается в пределах Каджаранского рудного поля в Армянской ССР (рис. 16).

Прожилково-вкрашенные медные месторождения западных штатов США проявляют настолько тесную связь с гипабиссальными «порфировыми» интрузиями, что были названы американскими геологами «медно-порфировыми» рудами. Оруденение здесь ассоциируется со штоками и пластообразными интрузивами монцонит-порфиров и кварцевых монцонит-порфиров, реже гранодиорит-порфиров и других гипабиссальных пород, причем часто выявляется, что рудная минерализация приурочена к верхним частям этих интрузивных тел.

В сводной работе А. Локка (1937) подчеркивается, что эти месторождения приурочены «к узлам интрузивной и вулканической деятельности, расположенным в Скалистых горах вдоль главной зоны надвига», с которой связаны разрывы меньшего масштаба, непосредственно контролирующие положение интрузий и рудных месторождений. Движения по разрывам многократно возобновлялись и

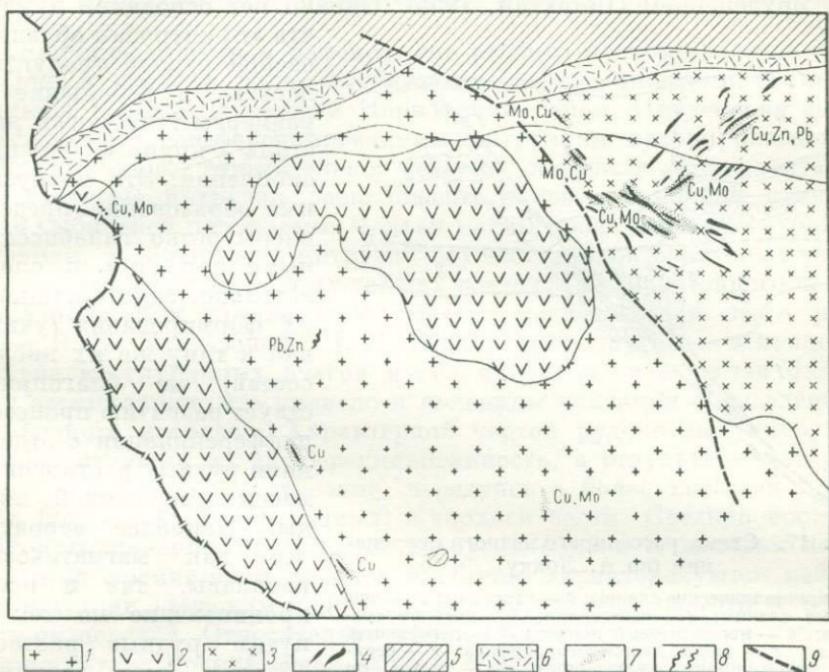


Рис. 16. Схема геологического строения района Каджаранского медно-молибденового месторождения (по И. Г. Магакяну)

1 — порфировидные граниты, гранодиориты и граносиениты; 2 — базаниты; 3 — монцониты, сиениты, диориты; 4 — дайки гранит-порфира, гранодиорит-порфира, сиенит-порфира; 5 — эоценовая осадочно-вуликаногенная толща; 6 — контактовые роговики; 7 — зоны интенсивной минерализации; 8 — кварцевые жилы; 9 — тектонические нарушения

обусловили сначала внедрение магмы, несколько позже — «рудных флюидов» и затем нарушения в самих рудах. Общие представления о соотношении монцонитовых порфиров и рассеянных медных руд изображены А. Локком (см. рис. 17). На рисунке показан участок локализации гипабиссальной интрузии и оруденения, названный автором «магматической телескопной трубой».

А. Локк подчеркивает, что внедрение расплава, а затем проникновение рудных растворов происходило по одним и тем же или соизмененным каналам. Магматические породы были средой, благоприятной для формирования трещин глубокого заложения, и в связи

с сокращением объема при затвердевании расплава появилась система мельчайших трещин, возникали образования, подобные губке и способствующие рудоотложению.

Весьма близкая пространственная связь оруденения и гипабиссальных интрузий приводила некоторых исследователей к выводу о наличии прямых генетических взаимоотношений между соответственными интрузивными телами и прожилково-вкрапленным медным оруденением (Бетехтин, 1955). Однако нет оснований думать,

что эти интрузии обладали особой рудной продуктивностью, и небольшие по размерам тела могли дать столь крупные рудные скопления. Эти интрузивные образования представлены резко гипабиссальными породами, и, следовательно, сама обстановка их формирования (учитывая к тому же их кислый состав) не благоприятствует развитию процессов дифференциации с отделением рудных растворов от массы изверженной породы. Наиболее вероятно, что как магматические расплавы, так и позже проникающие по тем же путям рудные растворы обязаны своим возникновением глубинному магматическому очагу и, следовательно, связаны друг с другом парагенетически.

Рис. 17. Схема рассеянного медного оруденения (по А. Локку)

1 — кристаллические сланцы; 2 — кварциты; 3 — глинистые сланцы; 4 — известняки; 5 — древняя трещина; 6 — монцонитовый порфир; 7 — поверхность эрозии; 8 — даика кварцевого порфира; 9 — серипит, кварц, пирит, халькопирит; 9<sub>a</sub> — то же, что и 9, но с большим содержанием халькопирита и пирита; 10 — трещины оседания, возникшие благодаря уменьшению объема при образовании серипита, кварцита, пирита и халькопирита; 11 — поздняя минерализация; 12 — современная поверхность

Однако чрезвычайно тесная пространственная связь оруденения с интрузиями делает необходимым выделить особый случай близких парагенетических связей.

В южной Боливии, как отмечает Ф. Альфельд (1939), руды необычайно тесно связаны с порфировыми интрузиями. Из 65 массивов порфиров, показанных на карте Ф. Альфельда, 40 несут обильное оруденение. Вне порфировых тел оруденение на уровне современного эрозионного среза имеет совершенно ограниченное развитие.

В рудном округе Солт Лейк Сити (США), в котором добыто на два миллиарда долларов различных металлов, любое месторождение имеет определенную пространственную связь со штоками монцонита (Mc. Kinstry, 1946).

Устанавливается также четкая приуроченность ряда рудных месторождений к гипабиссальным интрузиям основного и щелочного состава.

Более глубинные члены широко распространенной трапповой формации, приуроченные к нарушенным разломами частям платформ, должны рассматриваться в качестве гипабиссальных интрузий. Со многими подобными интрузиями ассоциируется сульфидное медно-никелевое оруденение и железорудные месторождения.

Типичным примером районов, где развито медно-никелевое оруденение в связи с более глубинными дифференциатами траппов, является хорошо изученный Норильский район. Оруденение здесь приурочено к дифференцированным интрузиям ортопироксеновых габбро-диабазов, относительно богатых летучими компонентами.

Указанные интрузии расположены в северо-западной краевой части Сибирской платформы. Подъем магмы происходил по глубоким разломам, а размещение интрузий осуществлялось в литологически и механически неоднородных толщах осадочно-вулканогенного чехла платформы. Как предполагают многие исследователи этого района — В. К. Котульский, М. Н. Годлевский и другие, — в процессе подъема из глубинных очагов магма изменяла свой состав благодаря ассилияции, что привело к явлениям ликвации с выделением сульфидного расплава. Характерной чертой рудоносных интрузий траппов является их дифференцированность, в результате чего они имеют псевдослоистое строение, чередуясь с более кислыми породами (вплоть до гранитоидных) в верхней части. Средние составы дифференцированных трапповых интрузий близки к составам недосыщенных кремнеземом траппов и обычно характеризуются избытком магнезии, высоким содержанием аортитовой извести и недостатком щелочей. Относительно высокое содержание хрома и пониженное титана родният эти интрузии с гипербазитами (Годлевский, 1959).

Изучение сульфидных медно-никелевых месторождений Норильского района, как отмечает М. Н. Годлевский, позволило установить, что кристаллизация сульфидной магмы, образовавшейся в результате ликвации, совершается в два основных этапа: сначала происходит выделение минералов из расплава, а затем из гидротермальных растворов. В связи с этим ряд исследователей считает, что месторождения этого типа имеют гидротермальный генезис. Однако соотношения рудных залежей и интрузивных тел показывают, что залежи промышленной руды были сформированы в магматический этап рудообразования.

Среди рудных образований выделяются ликвационная вкрапленность, инъекционная вкрапленность и жильные тела. На рис. 18 изображен схематический разрез интрузии Норильск 1 и связанных с ней руд.

Соотношение оруденения и интрузий в данном случае выявляет их тесную генетическую связь.

Совершенно иными являются взаимоотношения магнетитового оруденения с трапповыми гипабиссальными интрузиями в юго-восточной части Сибирской платформы.

Крупные промышленные месторождения магногнетитовых руд здесь связаны с дифференцированными траппами, характеризующимися повышенной основностью и щелочностью, большим содержанием летучих и рудных компонентов (Гоньшакова, 1961).

Эти признаки, по заключению В. И. Гоньшаковой, позволяют предполагать существенную роль в их образовании процессов глубинной асимиляции карбонатных пород.

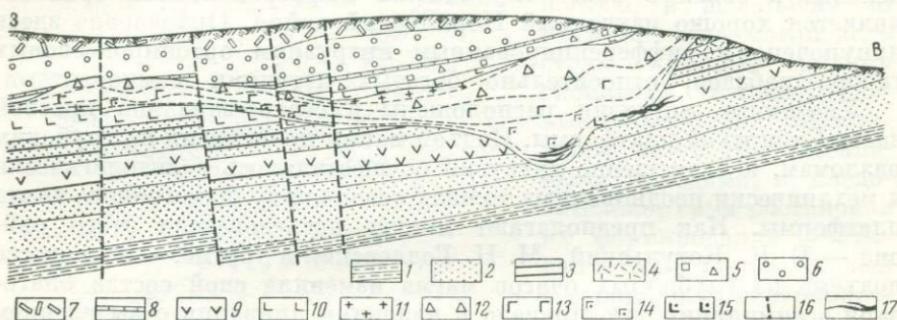


Рис. 18. Схематический широтный разрез интрузии Норильск I (по М. Н. Годлевскому)

Вмещающие породы: 1 — девонские осадки; 2 — породы тунгусской серии; 3 — угли; 4 — щелочные диабазы; 5 — двуполевошпатовые базальты; 6 — толеитовые диабазы; 7 — плагиофиброзные базальты; 8 — туфлиты; 9 — титан-авгитовые диабазовые порфириты; 10 — лабradorитовые порфириты. Породы дифференцированной интрузии Норильск I: 11 — гибридные породы и диабаз-пегматиты; 12 — габбро-диориты и габбро; 13 — офитовые и пойнилофитовые оливиновые габбро и норит-диабазы; 14 — пикритовые габбро и норит-диабазы; 15 — тектитовые и контактовые габбро и норит-диабазы; 16 — сбросы; 17 — сульфидные жилы

По данным Н. В. Павлова (1960), отмечается парагенетическая связь магногнетитового оруденения с амфиболитизированными габбро-диабазами и с телами дифференцированных траппов, сложенных оливиновыми и безоливиновыми долеритами, долерит-диоритами, субщелочными и щелочными долеритами. Субщелочные траппы и связанные с ними магнетитовые месторождения (Коршунихинское Ангаро-Илимского района и др.) приурочены к крупным разломам, образовавшимся на стыке разнородных структур; характерна локализация оруденения в вулканических трубках (Н. В. Павлов, 1960; В. И. Гоньшакова, 1961).

Руды большинством исследователей рассматриваются в качестве высокотемпературных гидротермальных образований. Изучение траппов и рудных магнетитовых образований, с ними пространственно ассоциирующихся, выявляет их геохимическое родство. В тех и других отмечаются Ti, V, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Mo. Руды магногнетитовые, что подчеркивает связь с основной, а не с кислой магмой. Однако изучение общей геологической обстановки

образования магнетитовых месторождений этого региона выявляет, что здесь можно говорить лишь о парагенетических взаимоотношениях между гипабиссальными трапповыми интрузиями и оруденением: с малыми по массе интрузиями \* в ряде случаев связаны крупные рудные скопления, которые занимают различное положение относительно контуров интрузивных тел (близко или на значительном расстоянии от них). Выявляется лишь, что одни и те же крупные структуры определяют локализацию как интрузивных тел, так и оруденения.

Взаимоотношения между оруденением и трапповыми интрузиями показаны на рисунках 19, 20.

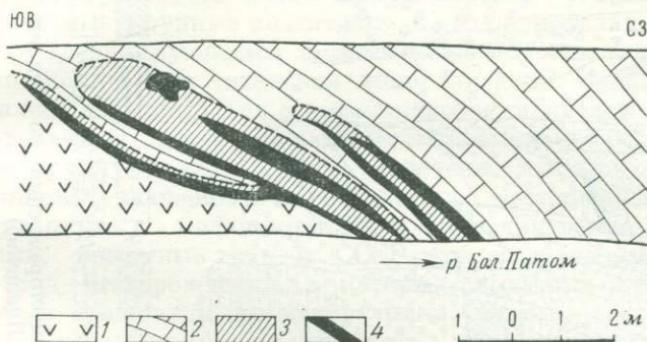


Рис. 19. Актинолитизация и оруденение известняков на контакте с траппами (по В. И. Гоньшаковой)

1 — микродиабаз; 2 — известняк; 3 — зоны актинолитизированных известняков с большим содержанием апатита; 4 — магнетит

Таким образом, устанавливаются весьма различные взаимоотношения оруденения и гипабиссальных интрузий основного состава — в одних случаях вскрываются близкие генетические взаимоотношения, в других — лишь более отдаленные парагенетические связи.

С гипабиссальными и мезоабиссальными интрузиями ультраосновных пород перidotитовой формации связаны многие месторождения хромитов и, в частности, большинство месторождений Урала, Турции и т. д. С основными породами этих же групп фаций связаны многие месторождения титаномагнетитов. Месторождения хромитов и титаномагнетитовых руд, относящиеся по известной классификации А. Н. Заварицкого к позднемагматическим образованиям, обнаруживают тесную пространственную и генетическую связь с массивами интрузивных пород.

Большая часть интрузивов, относящихся к различным формациям щелочных пород, должна быть отнесена к гипабиссальным

\* Эти интрузивные образования, так же, как и многие нижеописанные щелочные породы, не включаются нами в группу «малых интрузивных тел» хотя они и принадлежат к гипабиссальным образованиям.

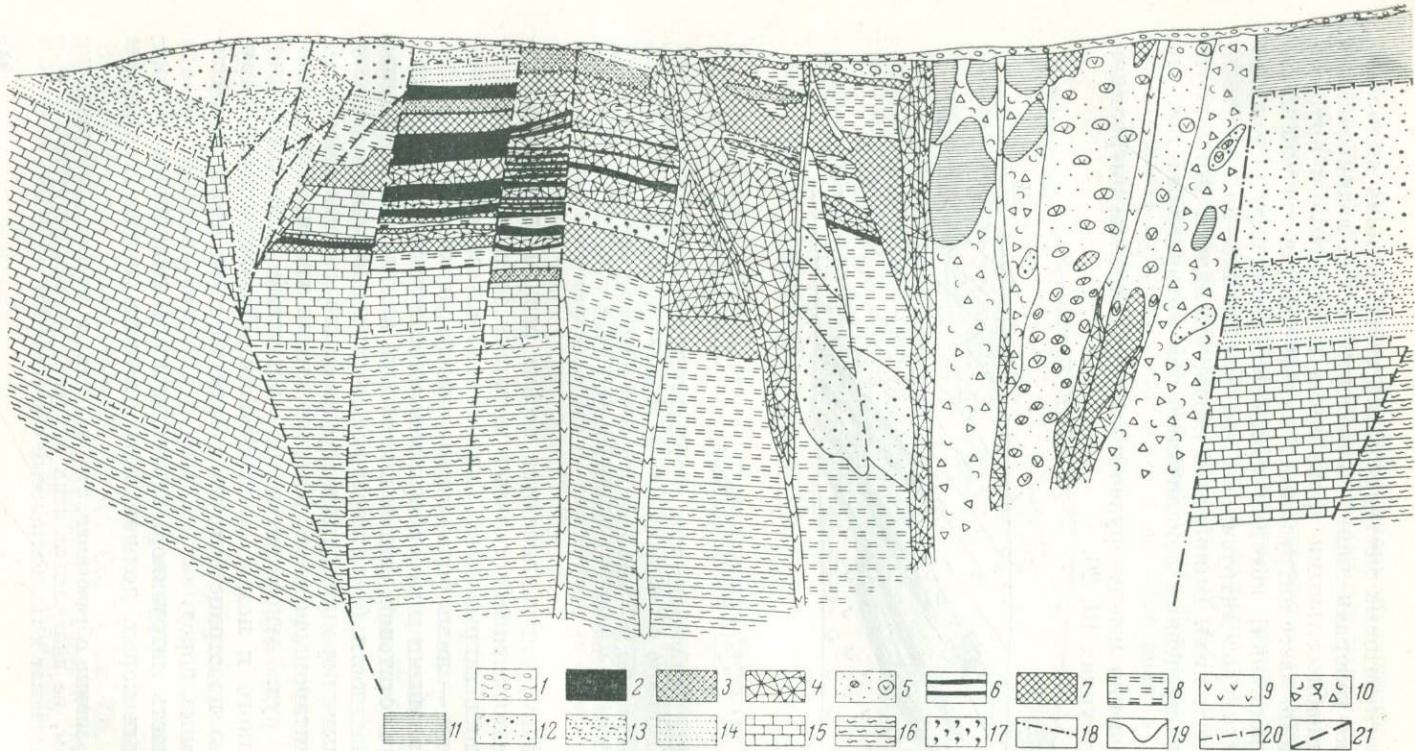


Рис. 20. Геологический разрез на Коршунихинском месторождении по линии разведочного профиля 2 (по М. А. Иващенко)

1 — элювиально-делювиальные отложения; 2 — массивная метасоматическая почти сплошная магнетитовая руда вкрашенной текстуры; 3 — магнетитовая руда вкрашенной текстуры; 4 — магнетитовая руда брекчийевидной текстуры сегнито-прожилкового типа; 5 — магнетитовая руда брекчийевидной и вкрашенной текстур с первично брекчийевым строением; 6 — магнетитовая руда полосчатой текстуры; 7 — слабообруденелые скарны с вкрашенным и сегнито-прожилковым распределением магнетита; 8 — пироксено-хлоритовые, пироксено-хлорито-гранатовые, пироксено-гранато-кальцитовые и другие скарновые породы; 9 — траппы; 10 — туфогенные песчаники, туфогенные брекции и туфы; 11 — породы братской свиты; 12 — породы мамырской свиты; 13, 14 — породы переходной зоны; 15 — породы устькутской свиты; 16 — породы верхоленской свиты; 17 — породы слабометаморфизованные; 18 — контакт туфогенных верхнепалеозойских пород с осадочными породами нижнего палеозоя; 19 — контакты пород; 20 — контакты между стратиграфическими свитами; 21 — тектонические нарушения

образованиям. Они приурочены к зонам глыбовых дислокаций, и с ними ассоциируются различные рудные и нерудные ископаемые, причем взаимоотношения между этими интрузиями и связанными с ними минеральными скоплениями также весьма различны. В этом отношении они сходны с только что разобранным примером гипабиссальных интрузивов основного состава. Ввиду того что изучение этих взаимоотношений не дает принципиально нового материала, рассмотрим их в обобщенном виде, без подробного разбора отдельных примеров.

С гипабиссальными и мезоабиссальными интрузиями щелочного состава связаны многие минеральные скопления собственно магматического, либо близкого к ним происхождения. К ним относятся хорошо известные крупные апатитовые и апатит-нефелиновые месторождения и ассоциирующаяся с ними редкоземельная, тантало-ниобиевая, циркониевая и титановая минерализация. Этот разнообразный комплекс ассоциируется с нефелиновыми сиенитами и близкими к ним породами и имеет магматически-пневматолитовый генезис. В эту же группу должны быть включены важные по своему промышленному значению магматические месторождения лопарита, связанные с меланократовыми нефелиновыми сиенитами и уртитами, известные как в СССР, так и в других странах, и целый ряд месторождений, в которых полезные минеральные скопления (с лопаритом, ильменорутилом, пирохлором, цирконом, монацитом, ксенотитом) имеют либо магматический генезис, либо связаны с пегматитами, широко развитыми среди этих пород, или же, наконец, образовались в связи с различными наложенными пневматолито-гидротермальными процессами, обычно тесно пространственно ассоциирующими с телами щелочных интрузий. В указанных случаях выявляются прямые генетические связи соответственных минеральных скоплений с определенными интрузивными телами щелочных пород.

Наряду с этим для ряда минеральных образований, ассоциирующихся с гипабиссальными интрузиями щелочного состава, устанавливаются более далекие парагенетические взаимоотношения. Так выявляются зоны развития щелочного метасоматоза, приуроченные к разрывным нарушениям, контролирующими также позицию гипабиссальных интрузий щелочного ряда.

Подобные взаимоотношения наблюдаются, например, на западной окраине Канадского щита, в штатах Монтана и Айдахо. Здесь в пределах подобных зон выявляются редкометальные образования с монацитом, ниобием рутилом, орбитом, торитом, ксенотитом, колумбитом, редкоземельным апатитом и другими минералами. Здесь же зафиксированы небольшие гипабиссальные тела шонкинитов, монцонитов, сиенитов и фойитов. Степень метасоматических преобразований пород и интенсивность редкометального оруденения не находятся в прямой связи с теми или иными конкретными интрузиями, и можно прийти к выводу, что между ними существуют лишь парагенетические взаимоотношения.

В зонах развития гипабиссальных щелочно-габброидных пород ряда районов также устанавливаются жильные гидротермальные месторождения, руды которых состоят из флюорита, барита, кальцита, сидерита, магнетита и гематита, колумбита и различных минералов, содержащих редкие земли — бастнезита, ксенотима и др. Взаимоотношения этих месторождений с интрузиями, представленными рядом шонкинитов — щелочных сиенитов, также парагенетические. В областях развития подобных интрузий, кроме того, встречаются крупные медно-полиметаллические, золотые, золото-серебряные и некоторые другие гидротермальные месторождения, которые многими исследователями с ними увязываются. Если между ними и существуют какие-либо взаимоотношения, то они могут быть лишь отдаленными парагенетическими («Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация», 1961). Более глубинные части сложных дифференцированных комплексов щелочно-ультраосновного состава, с которыми связаны карбонаты и некоторые другие рудные образования, должны быть отнесены к группе гипабиссальных интрузивных тел. Взаимоотношения между магматическими и рудными образованиями в этом случае, как это было показано в разделе, касающемся вулканических комплексов, парагенетические.

Приведенные выше примеры показывают, что с гипабиссальной группой связаны многочисленные и разнообразные минеральные месторождения.

С группой гипабиссальных интрузий кислого состава, которые от более глубинных гранитоидных аналогов отличаются часто повышенной основностью и щелочностью, ассоциируются сложные полиметаллические, олово-полиметаллические, медные, медно-молибденовые и молибденовые, золоторудные и некоторые другие месторождения. Их взаимоотношения с интрузивными телами всегда парагенетические, хотя иногда довольно близкие, как, например, в случае меднопорфировых руд.

Наиболее характерным оруденением, ассоциирующимся с гипабиссальными интрузиями основного состава, являются сложные медно-никелевые образования, тесно генетически связанные с интрузивными телами, и магнетитовые месторождения, для которых выявляются лишь парагенетические связи с интрузиями основного состава.

С гипабиссальными и мезоабиссальными интрузиями щелочного состава связаны различные минеральные образования. Среди них главными являются апатитово-нефелиновые, титановые, tantalо-ниобиевые, циркониевые, редкоземельные и флюоритовые руды. Возможно, с этими же интрузиями связаны гидротермальные месторождения цветных, редких и благородных металлов. Связи между промышленными минеральными скоплениями и гипабиссальными щелочными интрузиями могут быть самыми разнообразными — от близких генетических, при которых полезные компоненты входят в состав породообразующих, либо акцессорных минералов этих интрузий, до па-

генетических, в том числе до весьма далеких парагенетических, при которых взаимоотношения между интрузиями и месторождениями выявляются лишь при анализе общей геологической обстановки формирования интрузий и образования месторождений.

### О формах связи магматогенных месторождений с группой фаций интрузий средних глубин (мезоабиссальных)

К группе фаций средних глубин относится большая часть широко распространенных гранитоидных интрузий геосинклинальных зон, представленных обычно батолитами и крупными штоками. Значительно меньшая часть гранитоидных интрузий этой группы фаций приурочена к глыбовым зонам. К этой же фациальной группе принадлежат некоторые основные и ультраосновные интрузии геосинклинальных областей, а также наиболее глубинные комплексы интрузивных пород щелочного состава, характерные для глыбовых зон.

Большинством исследователей признается генетическая связь рудных месторождений (и некоторых месторождений неметаллического сырья) с указанными выше интрузивными образованиями группы фаций средних глубин, однако, как мы увидим дальше, формы этих генетических связей разнообразны.

Рассмотрим прежде всего связи эндогенных месторождений с чрезвычайно широко распространенной группой пород гранитоидного состава.

Для понимания особенностей строения гранитных интрузивов, взаимоотношений этих сложных по своему строению массивов с жильно-магматическими породами и рудными образованиями большое значение имеют работы В. С. Коптева-Дворникова (1952), связанные с анализом материалов по Центральному Казахстану, обобщающий труд В. С. Коптева-Дворникова (1955) и работы, написанные им совместно с Ив. Ф. Григорьевым, Е. И. Доломановой, Л. В. Дмитриевым, Е. В. Негрей, О. С. Полковой, М. Г. Руб, И. Е. Сморчковым, Ф. К. Шипулиным (1960; 1962).

Выяснению общих условий образования гранитоидов и их позиций в геологических структурах посвящена работа В. Н. Козленко и Е. М. Лазько (1956).

Существенную помощь в решении вопросов, которые нас сейчас интересуют, оказывает работа Ф. К. Шипулина (1960).

Комплексы гранитоидов, по В. С. Коптеву-Дворникову (1952, 1955), слагаются породами: 1) собственно интрузивной фазы; 2) фазы дополнительных интрузий и 3) фазы жильных пород.

Породы интрузивной фазы представлены главными интрузивными фациями, фациями эндоконтактов, фациями сателлитов \*. Среди жильных пород были выделены образования первого и

\* Термин «фация» в данном случае применяется В. С. Коптевым-Дворниковым в ином понимании по сравнению с тем, которое принято авторами.

второго этапов. К образованиям первого этапа отнесены жильные аплиты, аплитовидные граниты, порфировидные граниты и пегматиты.

Жильные породы второго этапа включают гранит-порфиры, диорит-порфиры, габбро-диабазы, габбро-порфиры и лампрофиры.

Сложные и крупные гранитоидные массивы являются весьма широко распространенными образованиями геосинклинальных областей; время их формирования связано, в общих чертах, с этапами активных складчатых движений в геосинклинальных зонах. Среди гранитоидных интрузий выделяются более ранние, в основном синхронные активным складчатым движениям; они обычно интенсивно деформированы и представлены различными гранито-гнейсами. Подавляющая масса гранитоидов, развитых в пределах геосинклинальных зон, отличается массивными текстурами; их формирование осуществляется несколько позже основных этапов тектонических движений, причем в ряде случаев выявляется существенный разрыв во времени.

Значительная часть гранитоидных интрузивов в пределах геосинклинальных систем приурочена к геоантиклинальным структурам, однако в их пределах они часто обладают некоторыми признаками гипабиссальности. В геосинклиналях гранитоиды располагаются чаще всего в относительно приподнятых антиклинальных участках. Во многих случаях позиция гранитоидных массивов контролируется глубинными разломами, часто располагающимися на границе различных по характеру структурно-фацальных зон.

В пределах участков глыбовых дислокаций гранитоидные интрузии приурочены к разрывным структурам различного типа.

Важной проблемой является установление характера взаимоотношений жильно-магматических образований и сателлитов с крупными гранитоидными массивами. С различными подобными малыми по размерам магматическими телами во многих случаях тесно связаны те или иные рудные месторождения, и, следовательно, выявление взаимоотношений крупных массивов с этими интрузивными телами представляет важную в металлогеническом отношении задачу.

Следует особо подчеркнуть, что вопрос о том, являются те или иные магматические жильные и близкие к ним по характеру образования схизолитами крупных гранитоидных массивов, либо они представляют собой самостоятельные малые гипабиссальные интрузии, должен решаться прежде всего методами геологического картирования на достаточно широкой площади. Жильные отщепления гранитных массивов занимают определенную позицию по отношению к контурам этих крупных интрузивных тел. Самостоятельные малые интрузии приурочены обычно к структурам иного типа и иного возраста по сравнению с теми, которые контролируют пространственную позицию крупных массивов; они располагаются независимо от контуров крупных гранитоидных массивов. Используя структурно-геологические методы, можно отличить самостоятельные малые интрузии от жильных пород второго этапа, с которыми они

часто весьма сходны как по петрографическому составу, так и по характеру рудных образований, которые им сопутствуют.

Последние данные позволяют установить некоторые особенности схизолитов крупных гранитоидных массивов. По данным Ф. К. Шипулина (1960), находящимся в противоречии с выводами по этому вопросу В. С. Коптева-Дворникова, о которых мы говорили выше, «несмотря на значительное число изученных интрузивов, нигде пока достоверно не удалось найти убедительных доказательств генетической связи с гранитоидами типичных лампрофиров или порфиритов». Отщепленные породы массивов различного состава, по материалам этого исследователя, «как правило, обогащены или состоят из тех минералов, которые в материнских породах кристаллизуются последними».

Магматические жильные отщепления представляют собой как бы «реперы», знаменующие окончание собственно магматической стадии становления гранитоидных массивов. В связи с этим взаимоотношения различных рудных месторождений с жильными отщеплениями крупных гранитоидных интрузий помогают выявить их место в общем ходе магматической дифференциации, понимаемой в широком смысле этого слова.

Интрузии гранитоидов сопровождаются возникновением контактовых зон роговиков, которым обычно подчинены незначительные по масштабам проявления гранитизации и фельдшпатизации. С ними связаны в ряде случаев ореолы рассеянной рудной минерализации различных редких металлов.

По данным Ф. К. Шипулина (1960), наиболее ранние постмагматические месторождения, генетически связанные с гранитоидными интрузиями, «относящиеся к скарновой железорудной формации, образуются в период после затвердевания эндоконтактовых частей интрузивов, но до образования даек аплитов и пегматитов». Процесс рудообразования, как это хорошо показано в работах С. С. Смирнова, развиваются в связи с многократными пульсациями, тесно связанными с процессами образования трещин. Большинство исследователей считает, что кислые схизолиты гранитоидных массивов предшествуют большей части скарнов, грейзенов и гидротермально-пневматолитовых рудоносных образований. Лишь в отдельных случаях приводятся примеры пересечения высокотемпературных кварцевых жил (с топазом, слюдами, кассiterитом и другими минералами) дайками аплитов, однако подобные соотношения весьма редки. Изредка устанавливаются также внутрирудные магматические инъекции.

С гранитоидными интрузиями в ряде случаев связаны широкие зоны автометасоматически-измененных пород, образующихся главным образом в пневматолито-гидротермальную стадию. В последнее время выявлена весьма существенная роль не только грейзенизации, но и более ранних процессов — микроклинизации, а также альбитизации (Гинзбург, 1961). Некоторые из этих процессов, по данным А. И. Гинзбурга, не являются рудными в подлинном смысле

этого слова. Так, процессы микроклинизации как бы подготавливают условия для развития более поздних процессов альбитизации, с которыми уже тесно связано оруденение. С альбитизированными и цинвальдитизированными амазонитовыми гранитами связаны существенные концентрации Ta, Li, а также Nb, Sn, Sc и F (Гинзбург, 1961).

Устанавливается определенная рудная специализация гранитоидных интрузий несколько различного состава. С гранодиоритовыми и другими гранитоидными интрузиями несколько повышенной основности, как известно, связаны скарновые вольфрамовые и некоторые скарновые железорудные месторождения, а также жильные молибденовые, вольфрамово-молибденовые и другие месторождения. В связи с подобными интрузиями в отдельных случаях возникают также медные, полиметаллические и медно-молибденовые месторождения, в том числе некоторые месторождения, ассоциирующиеся с вторичными кварцитами Чикикамата (Чили), Каджаран (СССР). К наиболее кислым аляскитовым гранитам, как известно, приурочены оловорудные, олово-вольфрамовые и литиевые месторождения, связанные с зонами грейзенов и кварцево-жильными образованиями.

Нормальные граниты сопровождаются рудной минерализацией, типичной для той и другой группы гранитоидных пород.

По данным В. С. Коптева-Дворникова и других (1960<sub>2</sub>), «редкометальная минерализация, связанная с лейкократовыми гранитами и представленная грейзенами и высокотемпературными жилами кварцевой формации, ассоциируется в пространстве и во времени с жильными гранитами, пегматитами и аплитами». С дайками второго этапа «в пространстве и во времени связаны золоторудные, скарновые полиметаллические, медные, кассiterитово-сульфидные и другие месторождения». Следует, однако, отметить, что в ряде регионов вопрос об отнесении малых жильно-магматических тел к дайкам второго этапа является дискуссионным. Они часто с достаточным основанием рядом исследователей относятся к самостоятельным гипабиссальным интрузивным телам.

Приуроченность различных редкометальных месторождений к дифференциатам, жильным дериватам и метасоматически измененным разностям гранитоидных комплексов (рис. 21) показана А. И. Гинзбургом (1961). Он объединяет гранитоидные комплексы и связанные с ними щелочные породы, образующиеся в различных тектонических условиях. Щелочные и субщелочные граниты и ассоциирующиеся с ними типично щелочные породы образуются в специфических условиях зон глыбовых дислокаций. Нормальные щелочноземельные граниты и их дифференциаты весьма характерны для геосинклинальных областей, но в ряде случаев встречаются и в глыбовых зонах.

Выше, при характеристике вулканогенных и гипабиссальных комплексов, было подчеркнуто значение явлений дифференциации для развития процессов рудообразования. Этот же вывод полностью применим и к характеристике рудоносности гранитоидных комплексов группы фаций средних глубин. Как это отмечено в работе

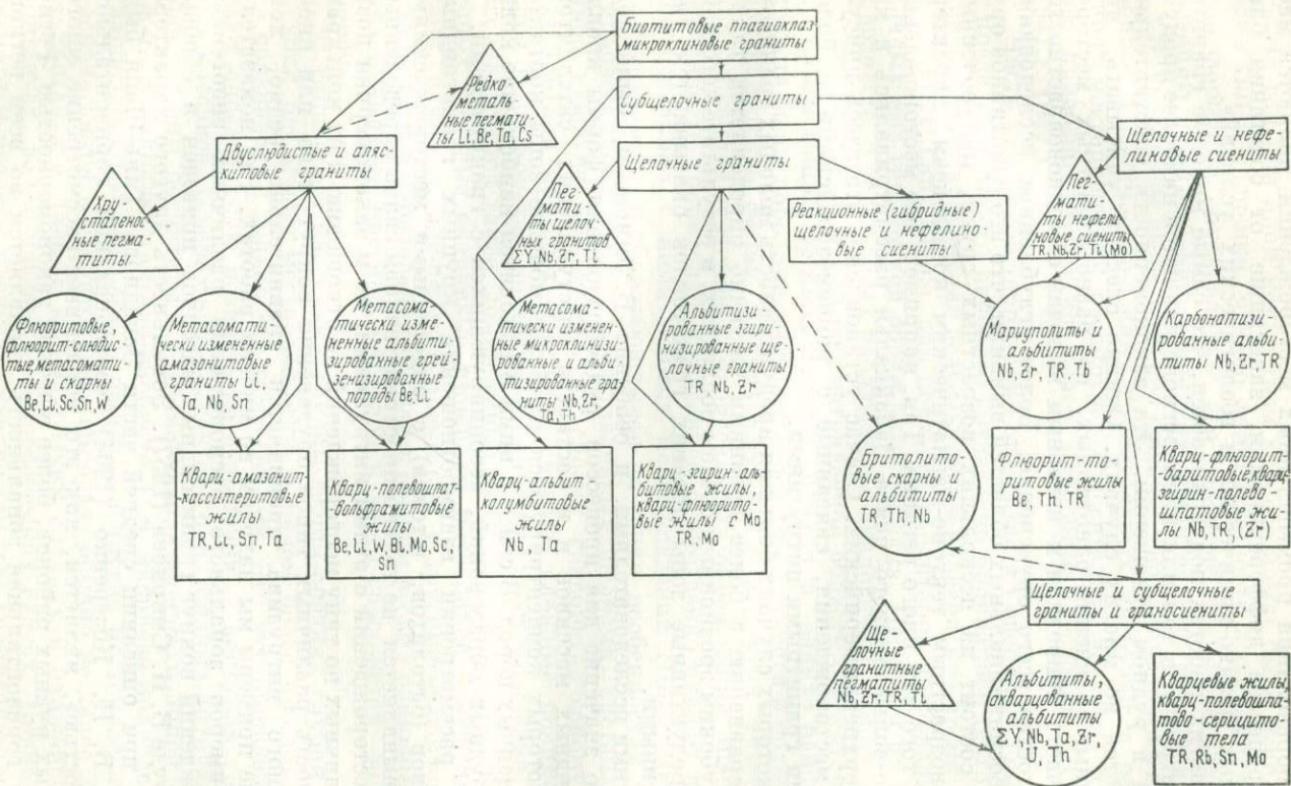


Рис. 21. Схема, показывающая связь редкометальных месторождений с различными интрузивными фазами гранитных комплексов (по А. И. Гинзбургу)

В. С. Коптева-Дворникова и других (1960), «определенющим моментом для образования промышленных месторождений являются масштабы процессов дифференциации, зависящие от сочетания благоприятных физико-химических и геологических условий».

Во многих работах подчеркивается, что самые молодые гранитоидные интрузии в том или ином регионе являются наиболее продуктивными в рудном отношении. Эта закономерность действительно проявляется во многих случаях. Однако следует учитывать, что упрощенные сравнения однотипных, но разновозрастных месторождений часто приводили к неверным выводам об «одновозрастности» и «молодости» всего оруденения. Более углубленные исследования в ряде геосинклинальных областей выявили, что это однотипное оруденение состоит из нескольких возрастных групп, приуроченных к разновозрастным тектоно-магматическим комплексам, характерным для того или иного региона. Так, например, все месторождения оловянно-вольфрамового пояса Забайкалья рассматривались в качестве верхнекиммерийских. Сейчас установлено, что здесь присутствуют месторождения, связанные с раннемезозойскими и более молодыми гранитными интрузиями.

В некоторых случаях большая продуктивность молодых гранитоидов по сравнению с более древними частично определяется также более глубоким эрозионным срезом последних, в результате чего наиболее продуктивные зоны древних гранитоидов оказываются уже разрушенными.

Многими исследователями, и особенно В. Эммонсом, было подчеркнуто значение для процессов рудообразования формы кровли гранитоидных массивов и в частности выступающих сателлитов, около которых концентрируются наиболее мощные зоны контактово-измененных пород. В связи с ними и находятся наибольшие количества рудных образований, ассоциирующихся с гранитоидами.

При рассмотрении взаимоотношений крупных гранитоидных интрузивов (батолитов, штоков) с эндогенными месторождениями обычно выявляется не только пространственная связь определенных типов месторождений с этими интрузиями, но и закономерная позиция различных по типу месторождений по отношению к их контурам. Зональность различных типов оруденения вокруг того или иного конкретного интрузива проявляется сравнительно редко, хотя подобные примеры мы находим во многих работах. Ряд показательных примеров зонального расположения различных эндогенных месторождений вокруг гранитоидных массивов приведен в обобщающем труде В. И. Смирнова (1957). Зональность другого характера, которая при описании средней части Западного Тянь-Шаня была названа В. Н. Козеренко (1964) «региональной горизонтальной зональностью», является, как это показывает рассмотрение многочисленных рудных районов, более обычной закономерностью. Региональная горизонтальная зональность проявляется во всем регионе (либо определенной металлогенической зоне) в целом и выражается в том, что определенные типы месторождений занимают закономер-

ную позицию по отношению к контурам развитых в его пределах гранитоидных интрузивов.

На том или ином конкретном участке может быть выявлен лишь один тип оруденения, однако принадлежность к определенной рудной формации обуславливает его закономерную пространственную позицию по отношению к контуру гранитоидных массивов.

В указанном выше примере средней части Западного Тянь-Шаня вопрос о взаимоотношениях гранитоидных интрузий и различных типов месторождений рассмотрен относительно детально и поэтому мы приведем несколько более подробные сведения (Козеренко, 1947<sub>1</sub>; 1947<sub>2</sub>).

Часть указанной территории относится к Северному Тянь-Шаню, в пределах которого наиболее интенсивно проявились тектонические движения и интрузивная деятельность в каледонское время, часть — к Южному Тянь-Шаню, для которого характерно преобладание различных фаз герцинской эпохи диастрофизма. Несмотря на различие в возрасте, в обеих зонах наблюдаются аналогичные закономерности. Гранитоидные интрузии рассматриваемой области относятся в целом к группе фаций средних глубин, однако в одних районах они представлены породами, которые необходимо отнести к более глубинной подгруппе фации средних глубин, а в других участках они приближаются к группе гипабиссальных образований. Фациальные особенности гранитоидных массивов существенно влияют на характер связанных с ними рудных месторождений (Козеренко, 1946). С интрузиями, приближающимися по своим особенностям к группе гипабиссальных пород, представленных штоками, системами даек, либо наиболее «высокими» по своему гипсометрическому уровню сателлитами крупных массивов, связаны сложные полиметаллические и редкометально-полиметаллические месторождения. С ними ассоциируются также комплексные скарновые месторождения, в которых обычные скарновые минералы интенсивно замещены хлоритами, слюдами, эпидотом, серпентином и другими «флюидоводными» силикатными образованиями. Здесь обычны весьма обильные выделения сульфидов цветных металлов и часто содержатся золото или олово.

С типичными массивами группы фаций средних глубин ассоциируются различные месторождения, в целом более простого состава по сравнению с только что отмеченными. Эти месторождения занимают определенную позицию по отношению к контурам гранитоидных массивов. В зонах эндоконтактов гранитоидных интрузивов распространены пегматиты с редкометальной минерализацией (бериллиевой, оловянной, tantalо-ниобиевой) и кварцево-молибденитовые, кварцево-вольфрамитовые и некоторые другие месторождения. Они располагаются в гранитоидных породах, обычно не далее 2—2,5 км от контакта и лишь в весьма редких случаях в ближайших экзоконтактах, во вмещающих метаморфических свитах. Подмечено, что пегматиты развиты преимущественно там, где гранитоидные массивы отличаются признаками большей глубинности.

Образующиеся на контактах с карбонатными свитами скарновые месторождения с магнетитовыми телами небольших размеров представляют интерес лишь на тех участках, где интрузии обладают некоторыми признаками гипабиссальности, и развиты в той или иной степени процессы гидротермальной переработки более ранних скарновых ассоциаций, а также выявляется наложение более поздних минеральных комплексов. Подобные образования пространственно связаны с менее глубинной подгруппой гранитоидных интрузий группы фаций средних глубин.

В зонах экзоконтактов гранитоидных массивов описываемой фации располагаются полиметаллические месторождения. Они иногда образуют серии месторождений, в которых пространственно разобщены пирротиновые, колчеданно-мышьяковые и полиметаллические образования относительно простого состава.

Случай четкой зональности с обособлением месторождений различных типов вокруг конкретного интрузивного тела (рис. 22) описан В. И. Смирновым (1939).

В эндоконтактах и ближайшем экзоконтакте этого массива выявлены мелкие пегматитовые жилы с редкометальной минерализацией, на контакте образовались гранат-веzuвиановые скарны с весьма убогой вольфрамово-молибденовой минерализацией, в недалеком экзоконтакте выявляются пирротиновые жилы с арсенопиритом и халькопиритом, сменяющиеся далее существенно арсенопиритовыми залежами и, наконец, полиметаллическими образованиями относительно простого состава. Последние, по данным В. И. Смирнова, отходят (по нормали) от поверхности Кумыштагского штока на расстояние 2,5—3,5 км.

В иных участках региона минеральные комплексы, аналогичные тем, которые характерны для района Кумыштагского штока, образуют лишь отдельные рудные обособления в пределах единого рудного поля с явлениями достаточно интенсивного наложения даже в пределах отдельных рудных тел (например, Курганское месторождение).

Таким образом, фракционирование рудных растворов — «рудная дифференциация» — может осуществляться с разной степенью полноты, что, по-видимому, зависит от ряда факторов, главным из которых является глубина формирования интрузивных комплексов. В ряде участков средней части Западного Тянь-Шаня известны полиметаллические руды, не связанные с конкретными гранитоидными интрузиями. Анализ обстановки этого региона позволяет думать, что родоначальные интрузивы в подобных случаях находятся на глубине и не вскрыты в данном эрозионном срезе.

Описанные рудные месторождения имеют весьма скромные размеры. Однако аналогичные закономерности характерны для многих крупных металлогенических провинций, в пределах которых различные серии рудных месторождений ассоциируются с гранитоидными массивами.

Хорошо известен пример, отмеченный в свое время С. С. Смирновым (1946). В северной части громадного пояса, характеризующе-

гося развитием «разнообразного и необычайно богатого оруденения», который приурочен к Восточно-Боливийским Андам и протягивается почти на 1000 км «в тесной связи с крупными интрузиями гранодио-

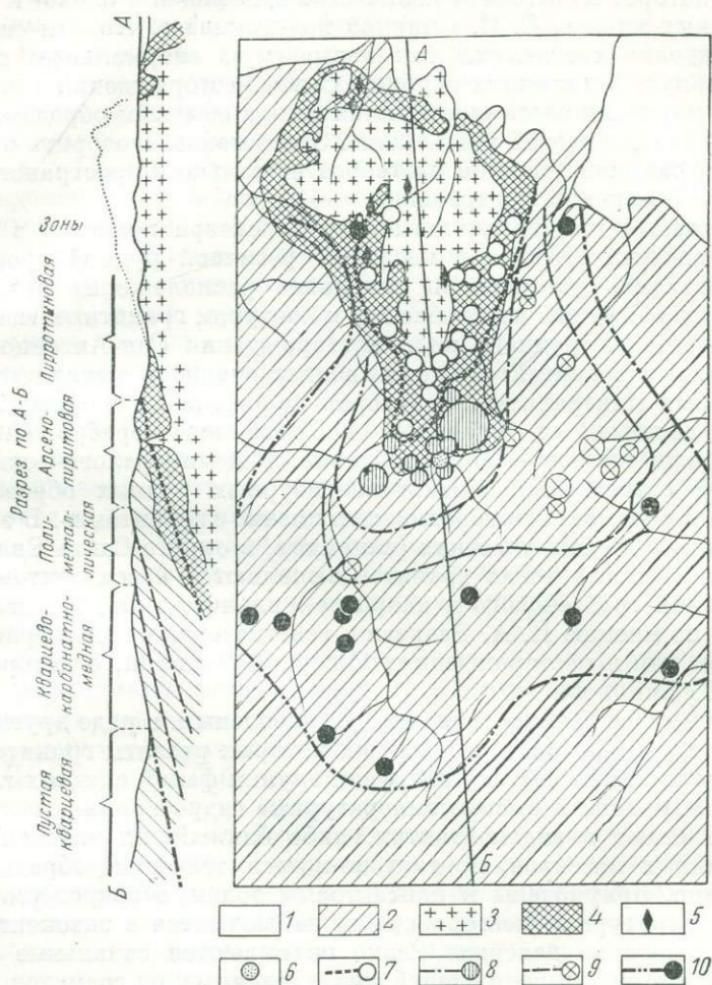


Рис. 22. Зональное размещение месторождений вокруг гранитного массива. Размер знака пропорционален размеру месторождения (по В. И. Смирнову)

1 — третичные и четвертичные отложения; 2 — нижнепалеозойские породы; 3 — граниты; 4 — роговники; 5 — пегматитовые жилы; 6 — везувиано-гранатовые скарны с шеелитом, молибденитом, арсенопиритом и висмутином; 7 — пирротино-халькопиритовые, пирротиновые и халькопиритовые жилы; 8 — арсенопиритовые жилы; 9 — полиметаллические жилы; 10 — кварцево-карбонатные жилы с халькопиритом и галенитом

рита, развита пестрая серия жильных месторождений олова, вольфрама, золота (?), свинца, цинка, сурьмы, висмута и т. п. Их расположение относительно интрузий, хорошо выраженная иногда

горизонтальная зональность, структурно-текстурные особенности, в сущности, мало чем отличаются от того, что наблюдается в подобной же геологической ситуации в других рудных провинциях». Отмечая лишь некоторое избыточное количество сульфидов в олово- и вольфраморудных жилах, С. С. Смирнов подчеркивает, что «эти северные месторождения составляют так называемую «нормальную серию», «характерную для средних глубин». Связи месторождений с магматическими породами здесь «трактуются самым обычным образом, с точки зрения «батолитовой концепции». Здесь можно «говорить о значительном фракционировании растворов не только в пространстве, но, что самое главное, и во времени».

Интересный пример аналогичного характера приведен в работе Е. А. Радкевич (1959); он касается третичной рудной провинции Мексики. Здесь установлено зональное расположение различных типов месторождений по отношению к контурам гранитных массивов. Так, в пределах рудного поля месторождения Сан-Антонио среди известняков экзоконтактовой зоны вблизи гранитов выявляется медно-цинковая минерализация, которая наложена на скарны; в некотором удалении от гранитов наблюдаются серебро-свинцовые жилы, а еще дальше — антимонитовые. Ряд минералогических особенностей относительно низкотемпературных рудных образований «позволяет связывать минерализацию именно с гранитами». В этой же провинции, в других участках (например, в округе Санта-Евлалия), в эндоконтактовых зонах гранитов выявляются кассiterитовые месторождения грейзенового и кварцево-жильного типа. В указанном регионе, по мнению Е. А. Радкевич, генетическая связь с гранитами такая же, как в месторождениях Северной Боливии, о которых писал С. С. Смирнов.

Подобные же взаимоотношения установлены и в ряде других рудных районов и регионов, в пределах которых развиты гранитоидные и близкие к ним по составу интрузии группы фаций средних глубин. Обычно пегматиты и высокотемпературные гидротермальные образования залегают в эндоконтактах, либо ближайших экзоконтактах гранитоидных массивов, контактово-метасоматические образования, естественно, приурочены к kontaktовым зонам, а гидротермальные среднетемпературные месторождения наблюдаются в экзоконтактах, иногда достаточно далеких. Редко описываются зональные серии, в составе которых имеются наиболее удаленные от гранитов низкотемпературные образования. Следует, конечно, оговориться, что очень часто наблюдается наложение различных групп рудных месторождений, связанных с разными по возрасту этапами магматической деятельности. Это, естественно, весьма усложняет анализ общей картины.

Закономерное, зональное расположение месторождений вокруг гранитоидных массивов группы фаций средних глубин позволяет прийти к выводу, что источниками рудных растворов, их породивших, являются те или иные интрузивные тела, с которыми ассоциируются определенные серии магматогенных образований.

Эти соотношения указывают на то, что определенные серии минеральных месторождений генетически связаны с конкретными гранитными плутонами, которые, следовательно, являются по отношению к ним материнскими интрузиями.

Взаимоотношения разных формаций магматогенных месторождений с гранитоидами несколько различны. Например, пегматиты, контактово-метасоматические образования и ряд высокотемпературных жильных месторождений обычно тесно связаны с теми или иными определенными интрузивными телами и, следовательно, здесь можно говорить о близких генетических связях. Среднетемпературные месторождения и тем более низкотемпературные образования обычно находятся на значительном удалении от материнских интрузий, и их связи устанавливаются лишь в результате анализа геологического строения значительных площадей и пространственной позиции месторождений в их пределах. Подобные взаимоотношения должны именоваться отдаленными генетическими связями.

Рудные растворы, порожденные мезабиссальными гранитоидами, как об этом свидетельствуют особенности месторождений, характерны значительным фракционированием. С. С. Смирнов (1946) отмечает, что «металлоносный очаг в различные моменты своей деятельности давал растворы несколько различного состава», которые формировали относительно простые и выдержаные месторождения, располагавшиеся в различном удалении от материнских интрузий.

Эти месторождения существенно отличаются от месторождений, ассоциирующихся с вулканическими комплексами и гипабиссальными интрузиями.

Сравнивая северо-боливийские («нормальные») месторождения с месторождениями, расположенными в центральных и южных районах Боливии, где рудные образования тесно ассоциируются с субвулканическими и резко гипабиссальными телами обычно кислого состава, С. С. Смирнов (1946) подчеркивал, что в этих условиях «фракционирование растворов во времени было незначительным, во всяком случае не сравнимым с соответственным для северных месторождений». В месторождениях более южных районов «наблюдается обычно быстрое изменение характера руд с глубиной и исключительно высокое качество их, особенно в верхних горизонтах».

Отметив генетические связи определенных групп магматогенных месторождений с массивами гранитоидных пород, попытаемся выяснить, связаны ли рудные инерудные компоненты этих месторождений полностью с гранитной магмой или они могли быть в той или иной степени извлечены из вмещающих пород в результате их ассилияции гранитным расплавом и впоследствии переотложены.

Необходимо также выяснить, в какой мере вмещающие породы могли быть источником минеральных веществ, возникших благодаря активным реакциям, которые протекали между ними и растворами магматического происхождения, однако эта проблема является общей для всех гидротермальных месторождений и поэтому будет рассмотрена нами позже.

Особенности строения крупных гранитоидных массивов выявляют существенную роль в их становлении процессов ассилияции пород кровли. Широко известно, что в краевых частях гранитоидных массивов обычно образуются гибридные породы состава диоритов, сиенит-диоритов, монцонитов, габбро.

Инtrузивные разности гранитоидов, образующие в совокупности сложнопостроенные массивы, чаще всего состоят, как это подчеркнуто В. С. Коптевым-Дворниковым (1952), из гранодиоритов, нормальных гранитов, лейкократовых и аляскитовых гранитов (порядок перечисления отображает последовательность их формирования). В них наблюдаются признаки ассилияции пород кровли, причем последовательная смена инtrузивных комплексов происходит «в направлении появления все более кислых пород с ослабевающими признаками ассилияции и гибридизма». В связи с этим В. С. Коптев-Дворников ставит вполне закономерный вопрос: не является ли магма лейкократовых гранитов исходной магмой всех инtrузий гранитоидных пород, разнообразие которых возникает в результате взаимодействия этой магмы с вмещающими породами? Особенности строения сложных гранитных plutонов указывают на то, что магма не только меняет свой состав, но и обогащается определенными рудными компонентами.

Большое внимание этой проблеме уделил Х. М. Абдуллаев, который выделил несколько типов металлогенической специализации гранитоидных инtrузий в связи с ассилиацией различных по составу вмещающих пород. Им выделяются карбонатный, железо-магнезиальный и алюмосиликатный типы ассилияции, в связи с чем существенным образом меняется характер постмагматических растворов и, следовательно, эндогенных месторождений, ассоциирующихся с этими различными гранитоидными инtrузиями. П. Н. Кропоткин (1955), объясняя поясовое расположение различных типов месторождений, также придает большое значение процессам ассилияции. Петрохимические и металлогенические особенности гранитоидных инtrузий обусловлены, по представлениям П. Н. Кропоткина, в одних случаях первичной металлогенической специализацией магмы, в других широко развитыми явлениями ассилияции как известняков, так и магматических пород основного состава. При внедрении гранитной магмы в толщи пород, близкие к ней по своему химическому составу (например, глинистые сланцы), инtrузии сохраняют свой кислый состав и с ними ассоциируются преимущественно оловянно-вольфрамовые месторождения. При ассилиации мощных толщ основных эffузивных пород, либо основных инtrузий происходит образование гранодиоритов, кварцевых диоритов и других гибридных разностей, магма обогащается металлами, которые ей не свойственны, и в связи с дальнейшей дифференциацией образуются месторождения этих металлов (медь, цинк, золото и др.).

А. Е. Ферсманом (1939) была подчеркнута другая чрезвычайно важная сторона процессов ассилияции вмещающих пород. При аssi-

миляции происходит изменение химической среды магмы, что способствует выносу из нее тех или иных металлов и соединений.

При изучении процессов ассилияции необходимо, естественно, учитывать возможность поглощения магматическим расплавом не только тех толщ, которые представляют собой непосредственную раму интрузивных тел (местная ассилияция), но и залегающих на больших глубинах, не вскрытых в данном эрозионном срезе (глубинная ассилияция).

По данным В. С. Коптева-Дворникова и других (1960), «такие элементы, как Sn, W, Mo в нормальных и лейкократовых биотитовых гранитах имеют только магматическое происхождение. В интрузивах гранодиоритов элементы группы железа, а также Ca и Mg в большей или меньшей степени могут быть заимствованы из вмещающей среды». Эти исследователи подчеркивают, что для гранодиоритовых интрузивов, например «Центрального Казахстана, которые, как и другие интрузии этого состава, отличаются особенностями, свидетельствующими об интенсивном развитии процессов гибридизма, типично присутствие элементов-примесей группы железа (Cr, Ni, Co, Ti, Mn), а также Pb, Zn, Cu».

В работе Ф. К. Шипулина (1960) подчеркивается возможное значение для процессов рудообразования взаимодействия гранитоидных интрузий с вмещающими породами, которые насыщены водой, содержащей различные растворенные в ней соли. Вода в зоне контактов с интрузиями ввиду резкого повышения температуры подвергается диссоциации с выделением свободного водорода. Последний, как это показывают соответствующие опыты, перемещается навстречу потоку тепла, следовательно, в направлении интрузии. «Насыщая раскаленные интрузивные породы, водород может выступать как восстановитель и давать также летучие соединения с тяжелыми металлами». С падением температуры, как полагает Ф. К. Шипулин, «начинают все большую роль играть минерализованные подземные воды, притекающие в интрузивы из вмещающих пород. Подземные воды, обогащенные сульфатами, хлоридами и бикарбонатами щелочных и щелочноземельных металлов, могут являться главными источниками анионной части соединений в гидротермальных растворах, а сами интрузивные породы — главным источником металлов».

Рассматриваемая проблема влияния на процессы рудообразования ассилияции гранитной магмой вмещающих пород еще далека от своего решения. Однако несомненно, что процессы ассилияции во многих случаях определяют важные металлогенические особенности гранитоидных интрузий и играют большую роль в формировании ряда месторождений. Весьма показательным примером в этом отношении, как нам представляется, являются некоторые медные и медно-молибденовые месторождения.

Хорошо известна приуроченность определенных медных и медно-молибденовых месторождений к умеренно кислым гранитоидам, которые представлены как малыми гипабиссальными интрузиями, о чем уже говорилось выше, так и (изредка) крупными гранитоидными

массивами, относящимися к группе фаций средних глубин. Подобные интрузивные тела приурочены к зонам, в пределах которых широко развиты вулканогенные комплексы среднего и основного состава. Как особенности самих гранитоидных массивов, так и общая геологическая обстановка этих структурно-фациальных зон (эвгеосинклиналей) позволяет думать, что здесь были широко развиты процессы асимиляции вулканогенных пород основного и среднего состава.

Подобные месторождения широко развиты в пределах Тихоокеанского рудного пояса. Типичными их представителями являются месторождения западных штатов США. Здесь в пределах Скалистых гор с альпийскими батолитами Боулдер и Айдахо, имеющими в основном гранодиоритовый и кварц-диоритовый состав, связаны известные месторождения меди и других металлов, в том числе чрезвычайно крупное медное месторождение Бьюотт в штате Монтана.

Известны они и южнее — в Мексике и затем в Чили, где весьма крупное медно-молибденовое месторождение Чикикамата приурочено к массиву гранодиоритов, внедрившихся в юрскую толщу.

В пределах азиатской ветви Тихоокеанского пояса, на Камчатке, с крупными массивами гранодиоритов, приуроченными к ядру Камчатского антиклиниория, связано медно-молибденовое прожилково-вкрашенное оруденение (Воровское и др.).

В аналогичных условиях встречаются подобные же медные и медно-молибденовые месторождения в пределах средиземноморской зоны.

Некоторые крупные массивы ультраосновных и основных пород, развитые в геосинклинальных зонах, относятся к группе фаций средних глубин. Они формировались преимущественно в ранние этапы развития эвгеосинклиналей и связаны с крупными разломами типа глубинных. В эту же фациальную группу включаются наиболее глубинные образования подобного же состава, известные в нарушенных частях платформ (более глубинные штоки, лополиты). Наконец, к группе фаций средних глубин должны быть отнесены некоторые щелочные комплексы.

Эндогенные месторождения, ассоциирующиеся с указанными интрузивными комплексами, имеют с ними близкие генетические взаимоотношения и относятся к различным группам собственномумагматических образований. Наиболее близкие связи с магматическими породами основного и ультраосновного состава обнаруживают раннемагматические месторождения. Представителями месторождений подобного рода являются месторождения хромитов и платины известного Бушвельдского массива в южной Африке, относящегося к формации стратифицированных интрузий основного состава.

С породами основного состава (габбро, анортозитами) ассоциируются многие крупные месторождения титаномагнетитов; в отличие от титаномагнетитовых месторождений гипабиссальной фации глубинности, связанных с габбро-диабазами, которые являются раннемагматическими, титаномагнетитовые руды, формировавшиеся в условиях мезоабиссальной группы фаций, как указывает К. О. Кратц

(1957), относятся к позднемагматическому типу. Наконец, с основными породами этой фации глубинности ассоциируются некоторые медно-никелевые ликвационные месторождения, в частности месторождения Седбери в Канаде и, возможно, некоторые месторождения Кольского полуострова.

### О формах связи месторождений с магматическими породами абиссальной и ультраабиссальной фаций

Магматические породы этих фаций формируются в условиях весьма значительных глубин — обычно больших 5—6 км, а иногда даже 8—10 км. Для них характерен кислый состав; большей частью они относятся к группе гранитоидов.

Другая характерная черта этих пород заключается в специфичности их происхождения. Здесь, в отличие от вышеописанных фаций магматических пород, большая часть которых имеет собственно магматическое происхождение, т. е. образуется при застывании жидкой магмы, весьма существенное, а иногда преобладающее значение приобретают породы метасоматического происхождения, возникшие в результате процессов гранитизации осадочных и метаморфических комплексов.

В возрастном отношении магматические породы абиссальной и ультраабиссальной фаций соответственно относятся главным образом к образованиям протерозойского и архейского времени.

В соответствии с рядом особенностей происхождения и формирования рассматриваемых пород и формы связи ассоциирующихся с ними полезных ископаемых являются специфическими.

В целом здесь уже трудно говорить о генетической связи месторождений с массивами магматических пород; явления концентрической и региональной горизонтальной зональности не характерны, иногда с трудом улавливается даже и пространственная ассоциация определенных типов месторождений с массивами магматических пород, а там, где она фиксируется, часто удается установить, что руды возникли много позже времени формирования магматических пород.

С магматическими породами ультраабиссальной фации связаны железорудные месторождения южной Якутии (Таёжное, Сивагли, Пионерское, Комсомольское, Дес и др.).

По данным ряда исследователей (Л. И. Шабынин, 1958; А. И. Пухарев, 1959, 1960; Д. П. Сердюченко и др., 1960), большая часть южноякутских железорудных месторождений приурочена к иенгрской серии архея. Рудные тела располагаются на контакте алюмосиликатных пород, представленных главным образом кристаллическими сланцами и гнейсами и доломитами.

По вопросу генезиса этих железных руд существуют две точки зрения. Согласно первой (Д. С. Коржинский, Л. И. Шабынин, А. И. Пухарев), железорудные месторождения генетически связаны с контактно-инфилтратционными магнезиальными скарнами, возникающими при гранитизации доломитовых толщ. Согласно второй

(Д. П. Сердюченко, А. В. Глебов, В. А. Перваго и др.), они относятся к рудам метаморфического происхождения и образовались за счет древних железистых осадков, подвергшихся региональному метаморфизму с последующим наложением инъекционных и метасоматических процессов, связанных с внедрением архейских и более молодых гранитов.

Район южноякутских железорудных месторождений характеризуется широким развитием процессов мигматизации и гранитизации пород метаморфического комплекса. Эти процессы сопровождались также внедрением архейских собственно интрузивных аляскитовых и биотит-амфиболовых гранитов, обычно встречающихся в виде мелких, большей частью, согласных инъекций, залегающих среди мигматизированных метаморфических пород. Граниты и их жильные производные не интрудируют железные руды. Магнезиальные скарны, состоящие здесь из оливина, шпинели, пироксена, флогопита, амфибола, развиваются не только по доломитам, но и по контактирующим с ними гнейсам и кристаллическим сланцам. Таким образом, процессы гранитизации, мигматизации и внедрения гранитов предшествовали образованию скарнов и связанных с ними железных руд. Процессы гранитизации и внедрение гранитов палингенного происхождения, по-видимому, связаны с «гранитизирующими» растворами, источник которых располагается в глубинных частях земной коры. Эти же растворы обусловили в более поздний период формирование скарнов и железных руд. Таким образом, связи между архейскими гранитами Южной Якутии и связанными с ними железорудными месторождениями следует рассматривать как парагенетические. Это же, по-видимому, относится к флогопитовой минерализации, тесно связанной с железными рудами в южноякутских месторождениях.

Близкие пространственные взаимоотношения между флогопитовыми рудами и магматическими породами наблюдаются на Слюдянском флогопитовом месторождении. Здесь с жилами флогопита пространственно ассоциируются мелкие интрузии аляскитовых пегматоидных гранитов, сопровождающиеся жилами и дайками гранит-пегматитов (ортотектитов) и пегматитов. Однако эти образования не являются источниками растворов, в результате реакции которых с вмещающими породами образуются тела флогопита. Б. М. Роненсон (1957) предполагает, что источником постмагматических растворов был более глубоко расположенный магматический очаг и, следовательно, вышеупомянутые мелкие массивы аляскитовых гранитов и их жильные производные, обнажающиеся в пределах Слюдянского месторождения, связаны с флогопитовыми рудами лишь парагенетически.

К минеральным образованиям, связанным с гранитами абиссальной и ультраабиссальной фации, относятся мусковитовые и редкоzemельные пегматиты. Мусковитовые пегматиты распространены главным образом в пределах развития пород протерозойского возраста. Последние представлены обычно двуслюдянymi, биотит-

гранатовыми, биотит-гранат-дистеновыми, мусковит-дистен-ставролитовыми гнейсами, кристаллическими сланцами и кварцитами, относящимися к ставролит-дистеновой субфации метаморфизма (Гинзбург, Родионов, 1961). Связь мусковитовых пегматитов с материнскими интрузиями устанавливается плохо. Там, где она несомненна, эти пегматиты ассоциируются с биотитовыми плагиоклаз-микроклиновыми гранитами. По данным Ю. М. Соколова (1959), степень мусковитизации пегматитов связана главным образом с характером регионального метаморфизма, а не с теми или иными гранитами. Он обратил внимание на то, что в Мамском районе степень метаморфизма пород возрастает с севера на юг от ставролит-дистеновой до альмандин-силлиманитовой субфации. При этом в зоне распространения дистеновых пород развиты мусковитовые пегматиты, а в зоне развития силлиманитовых пород мусковит в пегматитах исчезает.

Редкоземельные пегматиты широко распространены среди пород архейского возраста. Они связаны с комплексом, состоящим из гранитов, мигматитов, кристаллических сланцев и гнейсов гранулитовой фации метаморфизма. Как отмечают А. И. Гинзбург и Г. Г. Родионов (1961), связь редкоземельных пегматитов с интрузиями нечеткая. Наиболее тесно редкоземельные пегматиты ассоциируются с аляскитовыми гранитами, которые образуют небольшого размера массивы, окруженные широкими полями мигматитов. Все вышеизложенное о мусковитовых и редкоземельных пегматитах также заставляет высказать предположение, что они связаны с гранитами лишь парагенетически, так как и граниты, и пегматиты в этих условиях представляют собой продукты метасоматических процессов, возникшие под воздействием глубинных растворов.

С гранитными интрузиями абиссальной фации, вероятно, связаны некоторые золоторудные и медно-цинковые месторождения Канадского щита (Тюрнор, 1958). В провинции Кёркленд-Лейк-Кадиллак альгоманские (верхнеархейские) интрузивы имеют форму мелких батолитов, штоков и даек и представлены гранитами. С ними связаны золото-кварцевые жилы и колчеданные месторождения, содержащие медь, золото и цинк в различных соотношениях. Однако связь эта устанавливается нечетко и также является скорее всего парагенетической.

В Западной Австралии золоторудные жилы часто пространственно ассоциируются с батолитами и штоками гранитов и дайками порфиров. Однако, как отмечает Ф. Тюрнор (1958), и дайки, и рудные месторождения, вероятно, генетически связаны с более глубоко залегающими магматическими очагами.

Таким образом, месторождения полезных ископаемых не обнаруживают генетической связи с кислыми магматическими породами абиссальной и ультраабиссальной фаций. Более вероятна здесь парагенетическая связь, обусловленная общностью их происхождения из более глубинного магматического очага или из эманаций типа «гранитизирующих растворов». Магматические породы абиссальной

и ультраабиссальной фаций относятся преимущественно к группе гранитоидов метасоматического или палингена происхождения и этим резко отличаются от других фациальных групп магматических пород. Месторождения полезных ископаемых, связанные с ними, обладают рядом промежуточных особенностей, сближающих их с месторождениями как магматогенного, так и метаморфического происхождения. В связи с этим методы металлогенического изучения их и метаморфогенных месторождений во многом близки.

Со щелочными породами абиссальной фации, в частности с массивами миаскитов, ассоциируются месторождения пирохлора и циркона. Рудные тела этих месторождений приурочены к зонам дробления, расположенным среди измененных вмещающих пород (фенитов), и в отличие от месторождений, связанных с кислыми породами, обнаруживают непосредственную генетическую связь с массивами миаскитов.

## 6. О ПРИЗНАКАХ СВЯЗИ МЕЖДУ МАГМАТИЧЕСКИМИ ПОРОДАМИ И МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Вопрос о признаках связи месторождений полезных ископаемых эндогенного происхождения с магматическими породами имеет большое теоретическое и прикладное значение. Вместе с тем следует подчеркнуть, что для некоторых типов месторождений, в частности для месторождений собственно магматического происхождения, он решается сравнительно просто. Однако для многих гидротермальных и других месторождений эта проблема относится к числу наиболее сложных и трудноразрешимых.

В первой половине XX века вопрос о наличии связи между магматическими породами и месторождениями разрешался главным образом на основании пространственной ассоциации месторождений с массивами интрузивных пород.

В действительности близость расположения единичных месторождений к массиву интрузивных пород отнюдь не указывает на наличие подобной связи, так как породы интрузивного массива и месторождения могут иметь различный геологический возраст и не будут связаны друг с другом. Однако статистически выраженное закономерное положение различных типов гидротермальных месторождений по отношению к определенным массивам интрузивных пород и их контактам с вмещающими породами чаще всего свидетельствует о генетической связи гидротермальных рудных месторождений с этими массивами.

К середине XX века был накоплен значительный материал, показывающий, что формы связей между магматическими породами и месторождениями являются сложными и многообразными.

С. С. Смирнов (1946) показал, что, кроме генетической (материнской) связи (месторождения, ассоциирующиеся с конкретным массивом интрузивных пород, возникли при дифференциации и застывании магмы, сформировавшей этот массив), существует парагенетическая (братская) связь, при которой интрузивные породы и ассоции-

ирующиеся с ними месторождения связаны лишь общностью происхождения, представляя собой образования более глубинного магматического очага.

В последние годы представления о формах связи между магматическими породами и рудами развивались рядом исследователей, среди которых следует упомянуть Х. М. Абдуллаева, Н. И. Бородаевского, В. С. Концева-Дворникова, В. Н. Котляра, М. Г. Руб, В. И. Смирнова, М. А. Фаворскую, Ф. К. Шипулина и многих других. Степени родства между месторождениями и изверженными породами, выделяемые Н. И. Бородаевским (1955), приведены в табл. 12.

Таблица 12

Степень родства оруденения с интрузией

Соотношение интрузивов и рудных тел	Возможная степень родства оруденения с интрузией
Рудные тела и рудоносные разломы не обнаруживают никакой пространственной связи с интрузивами	Неопределенная
Рудные тела пересекают интрузивы или их контакты, не обнаруживая пространственного соответствия в размещении с их конфигурацией и контурами	Косвенная (структурная), прародительская (структурно-генетическая) или родственная (общая генетическая)
Рудные тела пересекают интрузивы, но явно зависят как в размещении, так и по особенностям текстур и состава от определенных интрузивных тел, а также от их размещения	Дочерняя (структурно-генетическая) или братская (парагенетическая)
Рудные тела расположены близко или размещаются в структурах, свойственных интрузивам, большей частью, внутри последних	Прямая или материнская (генетическая)

Выделяя вслед за С. С. Смирновым и другими исследователями генетические и парагенетические группы форм связи магматических пород и руд, авторы книги считают целесообразным, как уже указывалось, внутри каждой из этих групп выделить две подгруппы: близкие и отдаленные. Соответственно этому и перечисленные в табл. 13 признаки связи между магматическими породами и рудами рассматриваются применительно к такой классификации. Особую и весьма специфическую группу составляют телегенетические связи, характерные для осадочно-вулканогенных месторождений. В настоящей таблице они не рассматриваются.

При рассмотрении табл. 13 видно, что большинство признаков, указывающих на связь магматических пород и руд, являются косвенными, и установление связи возможно только по совокупности признаков, причем иногда оно осложняется тем, что некоторые из перечисленных признаков применимы для всех четырех подгрупп связи,

Таблица 13

**Признаки связи между магматическими породами и магматогенными месторождениями полезных ископаемых**

Признаки связи	Группы форм связи			
	Генетическая		Парафенетическая	
	Подгруппы			
	Близкая	Отдаленная	Близкая	Отдаленная
<b>Геолого-структурные</b>				
Приуроченность определенных типов магматических пород и рудных месторождений к однотипным структурно-фациальным зонам	+	+	+	+
Приуроченность малых интрузий и ассоциирующих с ними месторождений к одним и тем же локальным структурам	-	-	+	-
Наличие концентрической зональности рудных месторождений вокруг конкретных массивов	+	+	-	-
Наличие региональной горизонтальной зональности	+	+	-	-
Постепенные переходы магматических пород в руды	+	-	-	-
Геологическая одновозрастность магматических пород и руд, определяемая по соотношению с прорывающимися и перекрывающими породами	+	+	+	+
Пересечение рудных тел дайковыми породами второго этапа	+	?	-	-
Сходные фациальные особенности магматических пород и руд, возникших в одинаковых условиях глубинности	+	-	+	-
<b>Минералого-петрографические и геохимические</b>				
Приуроченность некоторых рудных формаций к породам определенного состава	+	+	+	?
Присутствие минералов, входящих в состав руд, в магматических породах в виде породообразующих или акцессорных минералов	+	+	+	+
Однаковые элементы-примеси в минералах магматических пород и руд	+	+	+	+
Наличие минералов, слагающих руды, в миароловых пустотах магматических пород	+	-	-	-
Наличие идентичных минералов среди последних продуктов магматического процесса в магматических и оклорудных метасоматических породах	+	+	- (?)	- (?)

Признаки связи	Группы форм связи			
	Генетическая		Парагенетическая	
	Подгруппы			
	Близкая	Отдаленная	Близкая	Отдаленная
Наличие аналогичных изотопов некоторых элементов в магматических породах и рудах	+	+	+	+
Изменение типа газово-жидких включений и уменьшение температур гомогенизации в минералах по мере удаления от конкретного интрузивного массива	+	+	+	-
Признаки одновозрастности магматических пород и руд, определяемые методом абсолютного возраста	+	+	+	-

другие характерны лишь для некоторых, или даже для одной из подгрупп связи.

Все перечисленные признаки связи можно разделить на две группы: геолого-структурные и минералого-петрографические и геохимические (табл. 13).

### Геолого-структурные признаки связи

1. Одним из косвенных признаков связи месторождений полезных ископаемых с магматическими породами является приуроченность определенных типов магматических пород, обладающих характерными генетическими и петрохимическими особенностями, и специфических месторождений к одним и тем же структурно-фацальным зонам. Подобная ассоциация характерна для всех форм связи, примеры ее весьма многочисленны.

2. Важными признаками, указывающими на генетическую связь месторождений с магматическими породами, являются концентрическая и региональная горизонтальная зональности, охарактеризованные выше. Наличие подобной зональности указывает на связь месторождений полезных ископаемых, расположенных закономерно по отношению к контурам интрузива, с конкретным массивом интрузивных пород. При этом месторождения, обычно расположенные вблизи контактов массива с вмещающими породами, обнаруживают признаки близкой генетической связи с определенными массами интрузивных пород, а месторождения, располагающиеся вдали от контактов, среди вмещающих пород, обнаруживают признаки генетической связи с большим трудом и лишь с массивами обычно сложного состава, что может свидетельствовать о наличии здесь отдаленных генетических связей.

3. В пределах рудных полей характерным признаком связи является приуроченность массивов интрузивных пород главным образом малых интрузий к тем же локальным структурам, к которым приурочены рудные тела. Подобная приуроченность обычно указывает на близкие парагенетические связи.

4. Вполне надежным признаком, указывающим на близкую генетическую связь между магматическими породами и рудами, являются постепенные переходы между ними. Такие постепенные переходы широко распространены среди месторождений собственно магматического происхождения, таких, как месторождения хромита, платины, титаномагнетита, апатита и др. Однако иногда они характерны и для некоторых постмагматических месторождений. Так, А. Г. Бетехтин (1953<sub>2</sub>) обратил внимание на то, что «корни» рудных жил, содержащих кассiterит и иногда вольфрамит и молибденит, в некоторых хорошо изученных месторождениях Рудных гор нередко теряются в сильно измененных под воздействием пневматолитических агентов, последних магматических дифференциатах гранитного массива — аплитовидных гранитах, обогащенных литиевыми слюдами, топазом, турмалином и др. Сами же рудные жилы пересекаются дайками кварцевого порфира, представляющими собой жильные образования, генетически связанные с этим же гранитным массивом.

Для некоторых месторождений Забайкалья Ив. Ф. Григорьевым и Е. И. Доломановой (1955) описаны переходы мелких апофиз интрузий гранит-порфиров в топазо-кассiterито-кварцевые прожилки.

5. На вероятную связь между магматическими породами и рудами указывает примерное совпадение во времени тех и других.

Определения возраста магматических пород обычными геологическими методами хорошо известны и не требуют специального рассмотрения. Нижний возрастной предел образования рудных месторождений определяется возрастом тех пород, которые пересекаются рудными телами этих месторождений или же изменены процессами гидротермального метаморфизма, сопутствующими образованию рудных тел. Верхняя возрастная граница определяется трансгрессивным налеканием на рудные тела отложений более молодого возраста или наличием обломков руды в конгломератах и песчаниках, слагающих трансгрессирующие серии. Последний случай является более обычным, и если учесть, что в обломках могут быть встречены не только рудные, но и жильные минералы руд месторождений, а также породы, измененные околоврудными процессами, становится очевидным, что определение верхней возрастной границы оруденения этим способом, несмотря на кажущуюся маловероятность нахождения руд в обломках, является вполне реальным. Об этом свидетельствуют находки обломков руд в более молодых палеозойских отложениях в Тянь-Шане, на Алтае, на Урале и в ряде других районов нашей страны (Горжевский, 1957).

Другой возможный способ определения синхронности магматических пород и рудных тел, который относится ко второй группе

признаков, заключается в определении абсолютного возраста тех и других одними и теми же методами. Это возможно при наличии в магматических породах и рудных телах минералов, пригодных для определений абсолютного возраста, например слюд, галенита, монацитта, граната и др. Этим способом можно доказать одинаковый возраст магматических пород и руд для близкой и отдаленной форм генетической связи и примерно синхронный для близкой парагенетической связи. Что касается отдаленной парагенетической связи, то можно предполагать, что рудные месторождения окажутся более молодыми, что обусловлено формированием их из постмагматических растворов, отлагавших руды в более поздние стадии существования магматического очага.

Определенное значение для установления возрастной связи рудных образований с массивами гранитов имеют взаимоотношения рудных тел с дайковыми породами первого и второго этапа. Как установлено В. С. Коптевым-Дворниковым (1952, 1960), с жильными гранитами первого этапа, являющимися дериватами нормальных и лейкократовых гранитов, в Центральном Казахстане и ряде других районов связаны редкометальные месторождения типа грейзенов и высокотемпературных кварцевых жил. Рудные тела этих месторождений в ряде случаев пересекаются дайками второго этапа и, следовательно, можно говорить об их близкой генетической связи с массивами нормальных и лейкократовых гранитов.

Однако рудные тела многих гидротермальных месторождений ассоциируются во времени с дайками второго этапа и большей частью формируются после них. В этих случаях приходится пользоваться иными критериями.

6. Косвенно на связь магматических пород и руд указывают признаки принадлежности тех и других к одним и тем же фациям глубинности. Совпадение или, наоборот, несовпадение фаций глубинности магматических пород и руд может соответственно указывать на наличие близкой генетической, либо близкой парагенетической форм связи. Для отдаленных форм связи этот метод мало применим.

#### Минералого-петрографические и геохимические признаки связи

Широко известны связи определенных типов месторождений с магматическими породами того или иного состава, выявленные при детальном петрохимическом и петрографическом изучении близких по составу рудоносных инерудоносных интрузий. Так, по данным Д. И. Горжевского, а также Ив. Ф. Григорьева и Е. И. Доломановой (1956), оловоносные граниты Восточного Забайкалья и Калбы отличаются от неоловоносных гранитов этих же районов резко пониженным содержанием полевошпатовой извести, небольшой суммой окислов, идущих на образование фемических компонентов, и пересыщенностью глиноzemом. В петрографическом отношении оловоносные граниты характеризуются более кислым составом

плагиоклаза (альбит и альбит-олигоклаз вместо олигоклаз-андезина) и малым содержанием темноцветных компонентов (Заварицкий, 1937).

По данным М. Н. Годлевского (1959), характерные особенности никеленосных интрузий траппов Сибирской платформы заключаются в избытке магнезии, высоком содержании аортитовой извести и недостатке щелочей, что отличает эти породы от обычных недифференцированных траппов, с которыми не связаны медно-никелевые месторождения. Как отмечает В. И. Гонышакова (1961), интрузии траппов, с которыми связаны магнетитовые месторождения Сибирской платформы, отличаются от нерудоносных траппов повышенной основностью и щелочностью и представляют собой по существу дифференцированные субщелочные разновидности траппов.

Косвенным признаком связи магматических пород и руд является также присутствие некоторых минералов, которые входят в состав руд в магматических породах в виде породообразующих или акцессорных минералов. Так, оловоносные граниты Чукотки и Забайкалья содержат повышенное количество кассiterита (Рохлин, 1941). Известны случаи, когда некоторые специфические, редко встречающиеся минералы присутствуют как в интрузивных телах, так и в рудах. Так, например, в районе Этыкинского оловорудного месторождения, как отмечает О. Д. Левицкий (1962), калиевый полевой шпат, входящий в состав гранитов, представлен амазонитом. Этот же минерал присутствует в кварцевых жилах, содержащих кассiterит и другие минералы, что, вероятно, свидетельствует о связи этих кварцевых жил с гранитным массивом. Согласно исследованиям С. Д. Туровского (1953), в рудоносных гранитоидах, с которыми пространственно ассоциируются сульфидные руды, в составе акцессорных минералов находятся галенит, сфалерит, молибденит и др. По данным Г. Н. Щербы (1953), граниты оловоносных районов Калбы содержат от 17 до 25 г/т олова и лишь следы свинца, цинка и меди, а граниты смежных районов Рудного Алтая, наоборот, содержат следы олова и от 15 до 86 г/т свинца, 10 г/т цинка и от 9 до 26 г/т меди.

Повышенная концентрация в неизмененных постмагматических процессами гранитоидах тех минералов, которые слагают руды, рассматривается многими исследователями как важнейший фактор, указывающий на металлогеническую специализацию интрузий. Наличие металлогенической специализации гранитоидных интрузий можно считать доказанным для ряда элементов и, в частности, для олова, бора, бериллия, фтора и др. Однако некоторые исследователи считают, что в отношении многих элементов металлогеническая специализация не проявляется. Так, по данным В. Л. Барсукова (1963), металлогеническая специализация гранитоидных интрузий проявляется для олова и бора, нечетко проявляется для молибдена и вольфрама и не проявляется для свинца и цинка. Л. В. Таусон (1963) вообще отрицает металлогеническую специализацию магм по отношению к редким элементам, хотя и признает, что концентрации этих элементов в последних фазах магматических комплексов часто возрастают в два-три раза.

Исследования В. С. Коптева-Дворникова, Ив. Ф. Григорьева, Е. И. Доломановой, Л. В. Дмитриева, Е. В. Негрей, О. С. Полковой, М. Г. Руб, Е. И. Сморчкова, Ф. К. Шипулина (1960) показали, что с помощью изучения акцессорных минералов могут быть получены ценные данные для выяснения условий формирования магматических пород, для корреляции оценки рудоносности интрузивов. Как пишут эти исследователи, в отдельных районах устанавливается, что для разных магматических комплексов характерны свои акцессорные минералы. Так, в южном Приморье для каледонских гранитов характерен ортит, а для третичных — флюорит и некоторые разновидности циркона. В Забайкалье для древнекиммерийских гранитов характерны монацит, тантало-ниобаты и рутил, а для киммерийских — ильменит, монацит, иногда корунд и гранат. В Бет-Пак-Дале для гранитоидов второго девонского комплекса характерен ортит, в породах герцинских комплексов его нет. В Гродековском районе южного Приморья установлено, что верхнепалеозойские гранодиориты содержат апатит, сфен и ильменит, в то время как для более молодых гранитов характерны циркон, монацит, оранжит, апатит, пирит, рутил, магнетит, гранаты, флюорит и кассiterит, а для еще более молодых гранитов — циркон, флюорит, турмалин, кассiterит, пирит и магнетит.

Перечисленные выше исследователи также обратили внимание на различия в составе акцессорных минералов в одновозрастных и однотипных гранитоидах, находящихся в различной структурно-тектонической обстановке.

Изучение элементов-примесей, содержащихся в породообразующих и акцессорных минералах магматических пород, также может способствовать установлению связи между этими породами и месторождениями полезных ископаемых. По данным С. Д. Туровского (1953), сфен рудоносных герцинских гранитов Северного Тянь-Шаня содержит примеси бериллия, мышьяка, олова, циркония, tantalа, а сфен из аналогичных каледонских нерудоносных гранитов содержит только медь. В титаномагнетите рудоносных гранитов присутствуют мышьяк, сурьма, свинец и цинк, а в титаномагнетите каледонских гранитов все эти элементы отсутствуют. Любопытно отметить, что наиболее высокое содержание всех этих элементов наблюдается в акцессорных минералах аляскитовых гранитов, завершающих герцинский магматизм и наиболее близких по возрасту к полиметаллическим месторождениям района.

По данным Ю. В. Казицына, Г. В. Александрова и др. (1962), в Забайкалье, в междуречье Шилки, Витима и Олекмы примеси в минералах гранитоидов, которые рассматриваются авторами, как палеозойские, юрские и меловые\*, существенно различны. С породами юрского комплекса ассоциируются молибденовые месторождения,

\* Возраст указанных комплексов весьма дискуссионен и, возможно, авторами трактуется неверно, однако, в данном случае это не имеет существенного значения.

с породами мелового — редкometальные месторождения. Гранитоиды палеозойского комплекса нерудоносны. Биотит палеозойских гранитоидов содержит мало примесей, биотит юрского комплекса содержит много молибдена и вольфрама, а в составе биотита нижнемелового комплекса содержится мало молибдена и вольфрама и много ниobia, лантана и олова. Цирконы палеозойских гранитоидов содержат лишь иттрий и скандий, цирконы юрских интрузий, главным образом, молибден, вольфрам и медь, а цирконы нижнемелового магматического комплекса — уран. Содержание молибдена в сфенах пород палеозойского комплекса достигает 33 г/т, юрского — 145 г/т, а в нижнемеловом не превышает 45 г/т. В целом гранитоиды юрского комплекса обогащены молибденом, вольфрамом и медью, а нижнемелового — ниобием, бериллием, цирконом, иттрием и ураном.

Наличие в составе породообразующих и акцессорных минералов магматических пород, примесей элементов, слагающих руды месторождений, ассоциирующихся с этими породами, вероятно, может свидетельствовать о любой форме связи между магматическими породами и рудами.

Однако далеко не всегда разновозрастные комплексы содержат различные элементы-примеси. Иногда можно наблюдать, что минералы пород разновозрастных комплексов некоторых структурно-фацальных зон содержат одни и те же элементы-примеси, существенно отличающиеся от примесей в минералах, слагающих породы различного возраста другой структурно-фацальной зоны (Горжевский, 1959).

На близкую генетическую связь между магматическими породами и рудами может указывать присутствие минералов, входящих в состав руд, в миароловых пустотах среди интрузивных пород. М. Г. Руб (1956, 1960) описала в Южном Приморье граниты, с которыми тесно ассоциируются оловорудные месторождения. В этих гранитах широко распространены миароловые образования, выполненные бериллом, турмалином и кассiterитом. Во многих районах Северо-Востока среди гранитов встречаются миароловые пегматиты, по всей вероятности, также возникшие при застывании и дифференциации этих гранитов.

В. С. Колтев-Дворников, Ив. Ф. Григорьев, Е. И. Доломанова, Л. В. Дмитриев, Е. В. Негрей, О. С. Полковой, М. Г. Руб, И. Е. Сморчков, Ф. К. Шипулин (1960) считают, что одним из признаков, указывающих на связь руд с магматическими породами, является идентичность минералов, образованных в последние этапы застывания магматических пород и в окорудных метасоматических породах.

Значительные перспективы открывает сравнение в магматических породах и рудах не только одинаковых элементов, но и их изотопов. В будущем этот метод исследований, вероятно, сыграет важную роль для точного установления связей между магматическими породами и рудами, но пока по этому вопросу собрано еще мало данных.

В качестве примера можно привести исследования М. Н. Голубчиной и А. В. Рабиновича (1957). Изучив свинец, находящийся в калиевых полевых шпатах, авторы пришли к выводу о наличии генетической связи руд Хапчерангинского месторождения (Восточное Забайкалье) с верхнемезозойскими гранит-порфирами, а не с более древними хамаро-тыринскими гранодиоритами.

Данные о связи кварцевых жил с интрузиями получены при изучении газово-жидких включений в минералах. А. В. Пизнюр (1957) по включениям в гидротермально измененных породах (кварцитах) из жил месторождения Барсукчи (Алдан) установил, что:

1. По мере удаления от источника кварцобразующих растворов гранитной интрузии, расположенной к востоку от месторождения, температура образования минералов падала от 515° (жильный кварц вблизи интрузии) до 80° С (вдали от интрузии).

2. В этом же направлении изменялось агрегатное состояние растворов (от пневматолитового до гидротермального). Гомогенизация включений в измененных кварцитах, жильном кварце и кристаллах горного хрусталия четвертой жильной зоны, находящейся вблизи интрузива, проходила по II типу (отображающему газовую среду минералообразования), а гомогенизация включений в кварцитах, жильном кварце и кристаллах горного хрусталия из первой, второй и третьей жильных зон, находящихся вдали от интрузии, — по I типу (характерному для гидротерм).

3. Процессы окологильных изменений вблизи интрузива гранитов сводились преимущественно к замещению одних минералов другими, а вдали главное значение имели процессы выщелачивания.

4. Вблизи гранитного массива (четвертая жильная зона) давление минералообразующих растворов, изменявших кварциты, было более высоким, чем на значительном удалении от нее.

На основании изложенного материала А. В. Пизнюр пришел к выводу, что минерализация этого месторождения генетически связана с гранитным массивом, в экзоконтактовой зоне которого располагаются кварцевые жилы (рис. 23).

Не менее интересные данные в этом же отношении приводят Е. М. Лазько (1957). Как хорошо видно из рис. 24, характер включений в минералах месторождения Алдана закономерно изменяется с юга на север, по мере удаления от массива протерозойских

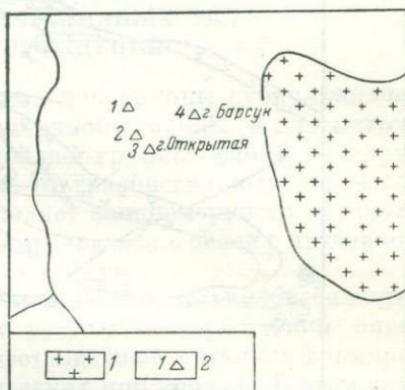


Рис. 23. Схема расположения жильных зон месторождения Барсукчи (по А. В. Пизнюру)

1 — гранит; 2 — участки распространения кварцевых жил

гранитоидов. Как указывает Е. М. Лазько, постепенное уменьшение количества включений в кварце, гомогенизирующихся в газовой фазе, в этом направлении позволяет думать, что хрустальноносные жилы месторождения генетически связаны с интрузией гранодиоритов, расположенной к югу от месторождения. Это также подтверждается постепенным спадом температур, зарегистрированных при гомогенизации включений в кристаллах из участков вблизи

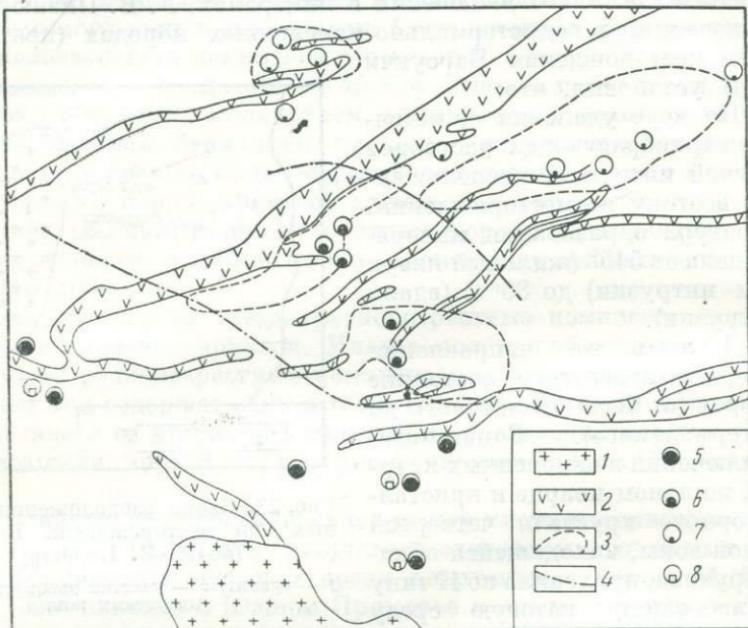


Рис. 24. Схема распределения разнотипных включений в кварце различных жильных зон (по Е. М. Лазько)

1 — протерозойские гранитоиды; 2 — архейские пегматиты; 3 — граница жильных зон; 4 — границы концентров с разнотипными и разнотемпературными включениями; 5 — существенно-газовые и высокотемпературные жидкые включения (температура гомогенизации жидких включений  $400-240^\circ$ ); 6 — среднетемпературные жидкые включения (температура гомогенизации  $270-140^\circ$ ); 7 — низкотемпературные жидкые включения (температура гомогенизации  $170-110^\circ$ ); 8 — многофазовые включения с галитом и углекислотой

интрузии и вдали от нее, а также постепенным падением концентрации растворов по мере удаления от интрузии, о чем свидетельствует все уменьшающееся количество многофазовых включений с галитом.

В заключение следует отметить, что в ряде случаев устанавливается, что, кроме форм связи, охарактеризованных выше, выявляются весьма отдаленные (телеценетические) связи между рудными образованиями и определенными магматическими комплексами. Подобного рода связи характерны, в частности, для вулканогенно-осадочной группы месторождений. Критерии связи здесь в большинстве случаев весьма сложны. Они могут быть выявлены часто лишь в результате изучения закономерных рядов формаций, причем подоб-

ные исследования, естественно, должны быть проведены на значительных площадях. Сами месторождения подобного типа могут уже находиться внутри не только вулканогенно-осадочных, но и осадочных комплексов, и их связь с вулканическими процессами выявляется лишь путем установления закономерных переходов между вулканогенными и осадочными формациями. Для выяснения характера этих связей необходима также расшифровка сложного комплекса осадочно-вулканогенных процессов рудообразования.

## 7. ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ МЕТАЛЛОГЕНИИ ГЛУБИНЫ ЭРОЗИОННОГО СРЕЗА ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ И РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Факторы глубины эрозионного среза для группы субвулканических и гипабиссальных образований, с одной стороны, и для интрузивных тел мезоабиссальной и абиссальной группы фаций — с другой, имеют различное значение. Для ультраабиссальных образований глубина эрозионного среза определяет закономерности метаморфической зональности и должна рассматриваться в связи с изучением этих процессов в глубоких частях литосферы.

Глубина эрозионного среза субвулканических и гипабиссальных интрузий и ассоциирующих с ними рудных месторождений определяется от земной поверхности, существовавшей в момент формирования соответственныхrudномагматических комплексов. В этом случае понятия «глубинность» и «глубина» эрозионного среза совпадают.

Для оруденения, которое генетически связано с мезоабиссальными и абиссальными обычно сравнительно крупными интрузивными массивами, глубина эрозионного среза исчисляется по отношению к кровле материнских интрузивов. В данном случае понятия глубинности и глубины эрозионного среза, естественно, различны; глубина эрозионного среза здесь определяет степень эродированности рудоносных интрузивов и закономерно связанных с ними серий рудных месторождений. Характер рудных месторождений в этих условиях в значительной мере определяется их положением относительно кровли материнской интрузии, и, следовательно, степень их эродированности становится весьма важным металлогеническим фактором.

В. Эммонс, как известно, охарактеризовал шесть типов эрозионного среза гранитных батолитов: криптобатолитовый, акробатолитовый, эпигатолитовый, эмбатолитовый, эндогатолитовый и гипобатолитовый. Им была выделена так называемая «мертвая линия», которая проходит внутри гранитных массивов и отстоит от контакта с вмещающими породами на 1,5—3,5 км; во внутренней части гранитных батолитов, за этой линией, по его мнению, не образовывались гидротермальные рудные месторождения. В указанные построения должны быть сейчас внесены существенные корректизы, наиболее важные из которых уже отмечены С. С. Смирновым, В. И. Смирновым (1954), В. М. Крейтером (1960) и рядом других исследователей.

Большое число месторождений, отнесенных В. Эммонсом к крип-табатолитовой зоне, по-видимому, вообще не связано с интрузивами батолитического характера. Некоторые месторождения (золото-серебряные и свинцово-цинковые) связаны с поясами развития вулканических пород; другие низкотемпературные месторождения, приуроченные к крупным разломам, порождены весьма глубинными магматическими очагами, характер которых сейчас не ясен. Однако в некоторых районах развития крупных гранитоидных интрузий на погружении складчатых зон фиксируются низкотемпературные месторождения, которые, возможно, являются наиболее удаленными дериватами этих интрузий. В подобных условиях находится, например, Карагандинская провинция низкотемпературных свинцово-цинковых месторождений, восточнее которой в складчатой зоне того же возраста развиты крупные гранитные интрузивы, и в отдалении от них наблюдаются низкотемпературные свинцово-цинковые образования простого состава (Захаров, 1960).

В наиболее продуктивную в рудном отношении акробатолитовую зону В. Эммонс, несомненно, неправильно включил многочисленные площади развития самостоятельных малых гипабиссальных интрузивов и ассоциирующихся с ними рудных месторождений. Однако, несмотря на указанные оговорки, как показывает опыт изучения многочисленных рудных районов, правилен вывод о том, что области неглубоких срезов крупных гранитоидных массивов (акробатолитовая и эпабатолитовая зоны В. Эммонса) являются наиболее продуктивными в рудном отношении; здесь наблюдается вся гамма месторождений, характерных для крупных гранитоидных массивов. Особо перспективны площади, примыкающие к апикальным частям гранитных куполов, хотя в акробатолитовой зоне значительное количество месторождений может находиться и вне прямой связи с гранитными породами, так как многие из подобных куполов еще не обнажены эрозией. Для эпабатолитовых срезов, как это подчеркивалось В. Эммонсом, наиболее характерны явления закономерного горизонтального размещения типов месторождений вокруг массивов.

Эмбатолитовая зона, для которой характерны золоторудные и в меньшей степени вольфрамовые и полиметаллические месторождения, менее продуктивна, чем две предыдущие. Для эндабатолитовой зоны, как это отмечалось В. Эммонсом, наиболее характерны золоторудные месторождения, приуроченные в основном к остаткам пород кровли и прилегающим частям гранитов. Гипабатолитовая зона является почти бесплодной, незначительного масштаба месторождения различных металлов здесь встречаются лишь на площадях, где сохранились глубоко эродированные участки кровли.

Все эти выводы справедливы лишь для районов, где развиты гранитные интрузивы только одного геологического возраста. Внедрение разновозрастных интрузивов может чрезвычайно усложнить общую картину. Кроме того, надо отметить, что форма гранитных интрузивов разнообразна и в ряде случаев бывает не такой, как ее

представлял В. Эммонс. При плоской кровле массивов, как это подчеркнуто В. М. Крейтером (1960), ряд зон, выделенных В. Эммонсом, выпадает.

Для интрузий ультраосновного, основного и щелочного состава и связанных с ними магматических месторождений, как отмечает В. И. Смирнов (1954), эрозионный срез также имеет весьма важное значение, так как им определяется обнаженность рудоносных частей интрузивных тел. Для группы основных и ультраосновных дифференцированных интрузивных образований, с которыми связано медно-никелевое сульфидное оруденение, весьма важно вскрытие придонных, наиболее продуктивных их частей.

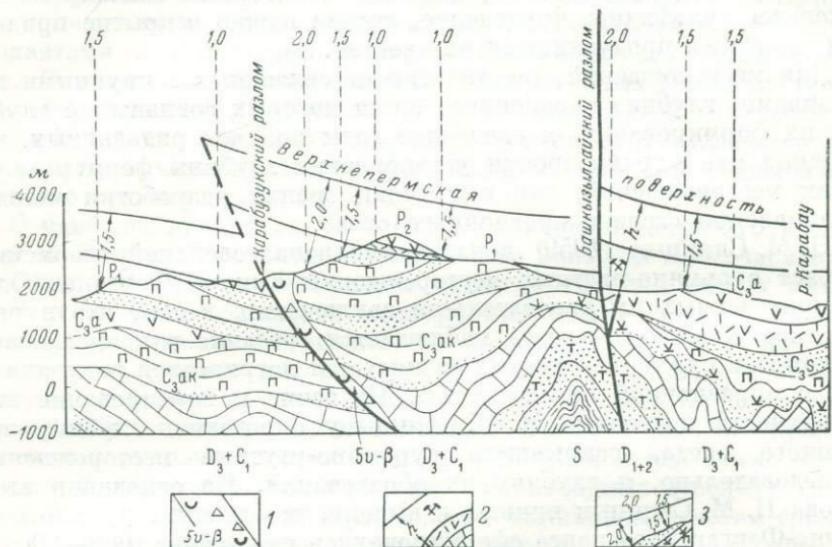
Для месторождений, генетически не связанных с крупными интрузивами, глубина эрозионного среза которых совпадает с глубиной их формирования, в последние годы получен ряд данных, интересных как с точки зрения установления глубины формирования таких месторождений, так и с точки зрения разработки методов установления степени эрозионного среза.

Н. М. Синицын (1959) доказал верхнепалеозойский (пермский) возраст сурьмяно-ртутных месторождений Южной Ферганы. Одно из приведенных им доказательств заключается в том, что в ряде участков Алайского хребта наблюдается срезаниеrudовмещающих разломов и сурьмяно-ртутных рудных тел дотриасовой денудационной и абразионной поверхностью. Изучение и картирование этой поверхности позволило Н. М. Синицыну определить глубину эрозионного среза, вскрывшего сурьмяно-ртутные месторождения, а следовательно, и глубину их образования. На основании этого метода Н. М. Синицын пришел к выводу, что главные рудные поля Южно-Ферганского пояса сформировались на глубине 1000—2000 м, а отдельные мелкие месторождения возникли на значительно меньших глубинах, измеряемых немногими сотнями и даже десятками метров.

Г. Г. Грушкин (1961), учитывая историю развития отдельных тектонических блоков Кураминского и Чаткальского рудных районов Тянь-Шаня, сделал попытку определить положение флюоритовых месторождений относительно земной поверхности, существовавшей в период формирования месторождений. На основании произведенного анализа он установил, что верхние части флюоритовых месторождений формировались на глубине 400—600 м, в то время как рудные тела наиболее крупных флюоритовых месторождений возникли на глубине 1600—1750 м от уровня древней поверхности верхне-permского возраста.

Весьма интересная работа по определению глубины формирования гидротермальных рудных месторождений Кураминской зоны Тянь-Шаня проделана И. П. Кушнаревым (1961). Этот исследователь разработал оригинальную методику составления карт эрозионных срезов, главной задачей которой является выяснение геоморфологии поверхности земли, существовавшей в период рудообразования, и изменений, которые претерпела эта поверхность в последующее время в связи со складчатыми и глыбовыми деформациями.

Для решения поставленной задачи И. П. Кушнарев в пределах Кураминской зоны выяснял следующие вопросы: 1) геологический возраст месторождений района; 2) закономерности изменения мощностей палеозойских свит; 3) характер складчатости в каждом конкретном участке; 4) направление и амплитуда перемещения блоков пород по ограничивающим их разломам в каждый этап развития изучаемого района; 5) общую морфологию предъюрского (триасового) и мелового рельефа на основе анализа фаций,



бинах, и смена одних типов месторождений другими с увеличением глубины может происходить в весьма различных вариантах.

В пределах Рудного Алтая для определения глубины формирования полиметаллических месторождений были использованы палеотектонические карты с нанесением изопахит девонских и нижнекаменноугольных отложений (Горжевский, 1962). На основании выводов о верхнепалеозойском возрасте полиметаллических месторождений, а также данных об их приуроченности к различным

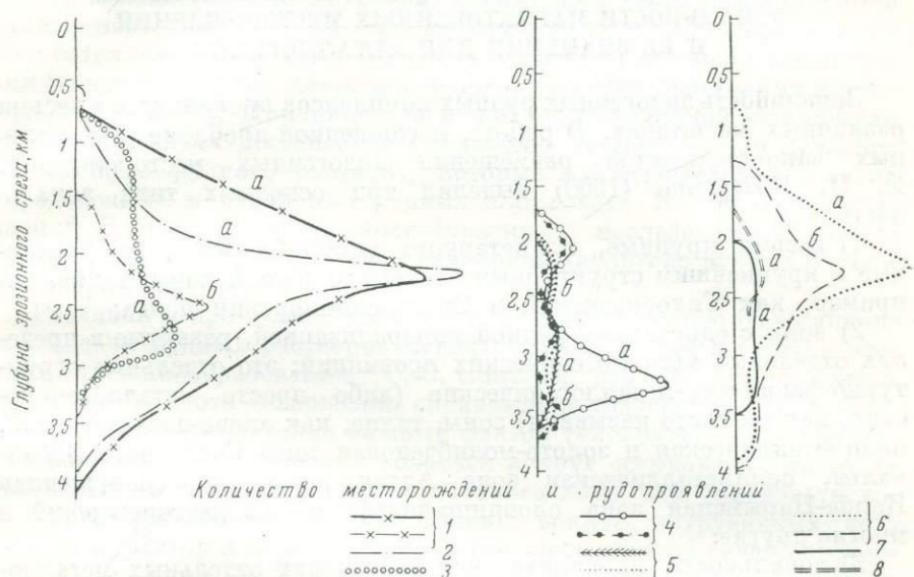


Рис. 26. Глубины формирования эндогенных месторождений Кураминской зоны (*a* — гидротермальные; *b* — скарновые) (по И. П. Кушнареву)

1 — свинцово-цинковые; 2 — медные; 3 — флюоритовые; 4 — молибденовые; 5 — вольфрамовые; 6 — железорудные; 7 — золоторудные; 8 — оловянные

стратиграфическим горизонтам среднепалеозойских отложений автор пришел к выводу, что эти месторождения формируются в интервале глубин от 0,5—1,5 (Змеиногорское и др.) до 4—6 км (Белорусское и др.).

Степень эрозионного среза и, следовательно, глубина формирования медно-молибденовых месторождений Малого Кавказа, по данным А. Т. Асланяна (1958), около 1500 м; полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья, по данным В. Н. Козеренко (1954), 500—2500 м, по мнению Г. С. Лабазина (1958), 1000—2500 м; верхних частей оловорудных месторождений южного Приморья — 700—1000 м (Вольфсон, 1962) и т. д.

Значение эрозионного среза для месторождений, связанных с ультраабиссальными магматическими породами, вероятно, не столь значительно, как это предполагается некоторыми исследова-

телями. Во всяком случае, едва ли можно представить, что металлогенические особенности зон архейской складчатости обусловлены большой глубиной эрозионного среза. Скорее специфические особенности месторождений этих зон обусловлены своеобразными условиями их образования, которые не повторялись в последующие геологические эпохи.

## 8. О ПЕРВИЧНОЙ ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ И ВЕРТИКАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ МАГМАТОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ЕЕ ЗНАЧЕНИИ ДЛЯ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Зональность эндогенных рудных комплексов проявляется в весьма различных масштабах. В работе, посвященной проблеме региональных закономерностей размещения эндогенных месторождений, В. Н. Козеренко (1960) выделил три основных типа зональности:

1) весьма крупные, планетарного масштаба зоны, приуроченные к крупнейшим структурным элементам земной коры; такие, например, как Тихоокеанский и Средиземноморский пояса;

2) зоны с однотипной рудной минерализацией, развитые в пределах отдельных металлогенических провинций; это отдельные структурно-фациально-металлогенические (либо просто металлогенические, как их часто называют) зоны, такие, как олово-вольфрамовая, полиметаллическая и золото-мolibденовая зоны Восточного Забайкалья, полиметаллическая зона Алтая и рядом расположенная Калба-Нарымская зона оловянно-вольфрамовых месторождений и многие другие;

3) зональность, проявляющаяся в пределах отдельных металлогенических зон; пространственная позиция месторождений в этом случае контролируется определенными структурными элементами, разрывные нарушения различных типов, зоны повышенной трещиноватости, пликативные структуры различного характера), а также контактами с интрузивными породами и позицией отдельных месторождений (либо их групп) по отношению к контурам интрузивных массивов.

Зональность, обусловленная расположением месторождений вокруг массивов интрузивных пород, которая обычно называется первичной горизонтальной зональностью, имеет прямое отношение к проблеме взаимосвязи магматических пород и магматогенных месторождений. Кроме первичной горизонтальной зональности, связанной с закономерным расположением рудных образований вокруг интрузивов, во многих случаях устанавливается зональность, выявляемая в пределах рудных полей и месторождений, связанная с несколько разобщенным проявлением в пространстве отдельных рудных этапов, а также вертикальная зональность, заключающаяся в изменении характера оруденения с глубиной в пределах отдельных месторождений и их групп. Зональность последнего типа, как мы увидим дальше, находит также свое отражение в плане. Она

обуславливает определенные закономерности пространственного размещения различных типов рудной минерализации. Указанные формы зональности также в значительной мере отображают взаимоотношения магматических пород и магматогенных месторождений.

Впервые развернутое представление о первичной горизонтальной зональности вокруг гранитных батолитов было дано В. Эммонсом. Он рассматривал массивы гранитоидных пород в качестве универсальных (либо почти универсальных) источников рудных растворов. Малые гипабиссальные интрузии, с которыми часто ассоциируются рудные месторождения, рассматривались им во всех случаях в качестве сателлитов гранитных батолитов (подобная неверная точка зрения развивалась, как известно, некоторыми исследователями и в недавнем прошлом). Причиной первичной горизонтальной зональности В. Эммонс считал постепенное понижение температуры и давление восходящего рудного раствора, который последовательно отлагал определенные минеральные рудные комплексы. В основе представлений В. Эммонса и его многочисленных последователей лежит представление об эволюционном изменении характера рудных растворов в пространстве.

Развивая в противовес этим представлениям теорию пульсационной подачи рудных растворов магматическим очагом в связи с этапами трещинообразования, С. С. Смирнов отнюдь не сбрасывал со счетов, как это совершенно справедливо подчеркнуто Е. А. Радкевич (1959), чрезвычайно важный фактор температуры. Он признавал наличие геотермических оболочек вокруг остывающих интрузивов, которые в значительной мере определяют закономерности зонального размещения месторождений вокруг интрузивных тел, хотя этот фактор и не является единственным. В этой связи справедливы замечания В. И. Смирнова (1957) и Е. А. Радкевич (1959) в адрес некоторых исследователей, рассматривающих проблему зональности магматогенных месторождений с односторонних тектонических позиций.

Резюмируя представления С. С. Смирнова, связанные с проблемой гипогенной зональности рудных месторождений, необходимо подчеркнуть три главных положения:

- 1) пульсационный характер рудного процесса,
- 2) значение «специализированных» интрузий,
- 3) роль фациальных условий формирования рудномагматических комплексов.

В. И. Смирнов (1957) показал, что в этих представлениях не учтены в необходимой мере особенности зонального строения отдельных рудных тел, обусловленные разнообразными факторами.

Положения, выдвинутые С. С. Смирновым, не получили должного распространения за рубежом. Вопросы теории гипогенной зональности рудных месторождений в работах зарубежных авторов рассматриваются обычно с позиций, развитых в свое время В. Эммонсом (Park, 1955; R. T. Walker, W. T. Walker, 1956). Однако в частных описаниях гипогенной зональности многие зарубежные исследо-

дователи подчеркивали пульсационный характер поступления рудных флюидов. Особо следует выделить работу Г. Борхерта (1951), который сделал попытку связать характер распределения гипогененных рудных комплексов с условиями застывания материнской магмы. Он подверг раздельному рассмотрению рудные парагенезисы трех зон: субвулканической, плутонической и абиссальной. Г. Борхерт, так же как до него С. С. Смирнов, подчеркнул, что в плутонической зоне градиент температуры и давления малый, в связи с чем осуществляется достаточно полное разделение различных рудных комплексов; в субвулканической зоне, наоборот, весьма быстрое изменение давления и температуры обусловливает явления телескопирования и быстрой разгрузки.

В работах Я. Кутинь (1957 и др.) зональность, обусловленная прерывистым поступлением рудного раствора, названа полиасцендентной, а обусловленная изменением условий во время отложений минеральных масс в течение одной стадии — моноасцендентной.

В работах о типах гипогенной зональности гидротермальных рудных тел В. И. Смирнов (1957<sub>2</sub>; 1960) справедливо отметил, что «гипогенную зональность нельзя объяснить какой-либо одной причиной, и происхождение ее может быть различным». Среди факторов, обуславливающих гипогенную зональность, В. И. Смирнов выделяет две группы. Первая определяется стадийным выделением рудоносных растворов различного состава, вторая связана «с изменением геологических и физико-химических условий циркуляции рудоносных растворов на путях их движения».

Среди различных типов зональности, связанной с первой группой факторов, которая названа В. И. Смирновым стадийной, выделяется зональность, связанная с повторными тектоническими разрывами, с последовательным тектоническим раскрытием трещин и с внутрирудным метасоматозом.

Среди различных типов зональности второго рода, названной В. И. Смирновым фациальной, выделяется зональность, связанная с особенностями состава пород на путях циркуляции рудоносных растворов, зональность фильтрации, связанная с различной по-движностью различных соединений при их инфильтрации, и, наконец, зональность отложения, обусловленная постепенным изменением «взаимосвязанных физико-химических параметров, регулирующих выпадение рудообразующих минералов из гидротермальных растворов».

Иногда возникают сложные, комбинированные случаи гипогенной зональности. Пример зональности, в котором, кроме совмещения двух стадий рудной минерализации, приуроченных к внутриминерализационным тектоническим подвижкам, в каждой из стадий также выявляется зональность отложения, описан Ю. А. Билибиным (1951).

Анализ факторов, определяющих типы гипогенной зональности, произведенный В. И. Смирновым, касается несомненно не только отдельных рудных тел, но имеет более общее значение — он в зна-

чительной мере применим и для рассмотрения вопросов, связанных с зональным размещением рудных комплексов в пределах отдельных месторождений, рудных полей и частично районов, что и было отмечено самим автором в его более ранней работе, посвященной указанной проблеме (Смирнов, 1957).

Естественно, нужно поставить вопрос, какие из факторов, определяющих особенности гипогенной рудной зональности, являются главными, какие второстепенными и какие из них вызывают лишь местные, незначительные осложнения зональности.

Если рассматривать зональность различных магматогенных месторождений в целом, то, как нам представляется, необходимо говорить о следующих группах факторов в порядке их значимости.

Основными факторами, определяющими как наличие тех или иных комплексов магматогенных месторождений, так и закономерности их размещения и в том числе зональность, являются особенности состава магматических пород и фациальные условия их образования. Совокупность геохимических особенностей, фациальных признаков и образование в определенных тектонических условиях определяют принадлежность магматических пород к тем или иным формациям.

Таким образом, мы приходим к основному выводу, что наличие тех или иных комплексов магматогенных месторождений и особенности их размещения, а также различные типы зональности определяются прежде всего связью серии рудных образований с той или иной конкретной магматической формацией.

Важное значение в этом вопросе состава интрузий многократно подчеркивалось как С. С. Смирновым, так и многими другими исследователями. В меньшей мере рассмотрен вопрос о значении фациальных условий формирования магматических пород и связанных с ними месторождений для закономерностей размещения магматогенных рудных образований.

Резко различающаяся степень фракционирования рудных растворов, различная рудная дифференциация, определяемая прежде всего фациальными условиями образования рудномагматических комплексов, приводит к тому, что в одних условиях различные стадии пульсационного рудного процесса обособляются в виде отдельных месторождений, в других происходит их перекрытие, «скучивание», осуществляется телескопирование, иногда в границах рудных тел. В пределах отдельных стадий контрастность зональности также в значительной мере определяется скоростью изменения температуры, давления и концентрации — главнейших параметров, влияющих на выпадение различных минеральных комплексов из рудообразующих растворов. Скорость изменения этих параметров резко отлична в различных по фациям рудномагматических комплексах. Таким образом, мы приходим к выводу, что геохимические особенности магматических пород, с которыми ассоциируются магматогенные месторождения, определяют типы минеральных ассоциаций руд, связанных с теми или иными породами разного состава, фациальные условия в значительной мере обуславливают как

конкретные формы этих ассоциаций, так и закономерности их размещения и, следовательно, главнейшие типы зональности.

На второе место по своему значению должны быть поставлены тектонические факторы. Они определяют конкретные проявления в тех или иных участках минеральных комплексов определенных стадий пульсационно развивающегося рудного процесса.

Местные, однако иногда существенные, осложнения зональности определяются характером вмещающих пород, различиями в инфильтрационных особенностях различных соединений и некоторыми другими факторами.

Рассмотрим в свете того, что сказано выше, некоторые наиболее важные типы зонального размещения магматогенных месторождений.

Первичная горизонтальная зональность пневматолито-гидротермальных месторождений по отношению к контурам интрузивов характерна лишь для гранитоидов и близких к ним по типу интрузий преимущественно мезоабиссальной группы фаций.

Для месторождений, связанных с гранитоидами мезоабиссальной группы фаций, гипогенная зональность самих рудных тел весьма мало характерна. Явления телескопирования здесь развиты слабо, изменения минералогического состава рудных тел, если и наблюдаются, то осуществляются на весьма значительных интервалах. Более интенсивное развитие процессов телескопирования в таких типичных представителях этой группы месторождений, как кассiterит-вольфрамит-молибденит-кварцевые образования, является обычно показателем условий их формирования, близких к гипабиссальным.

В месторождениях молибденито-кварцевого типа, по данным Н. А. Хрущова (1953), в ряде регионов (на Дальнем Востоке, Восточном Забайкалье, в Казахстане) выявляется зональность, при которой без сколько-нибудь заметного изменения минерального состава существенным образом меняются агрегатные особенности руд, представленные в одних зонах крупнокристаллическим кварцем с крупной вкрапленностью рудных минералов, а в других мелкозернистой и даже скрытокристаллической рудой.

Некоторым исключением является зональность, уже издавна описанная на рудниках Корнуэлла, где медные руды с глубиной замещаются существенно оловянно-вольфрамовыми. Однако и здесь амплитуда зон достаточно велика: две зоны, из которых верхняя является существенно медной, а нижняя главным образом оловянно-вольфрамовой, имеют вертикальную протяженность, по данным Г. Дьюи, составляющую 1,5 км (Парк, 1958). Кроме того, следует отметить, что месторождения Корнуэлла, в которых наблюдается сочетание меди с оловянно-вольфрамовым оруденением, вообще являются уникальными.

Первичная горизонтальная зональность не характерна для месторождений, ассоциирующихся с вулканическими комплексами и малыми гипабиссальными интрузиями, где обычно наблюдается

резкое наложение и телескопирование рудных продуктов различных этапов рудного процесса.

Показательные примеры совмещения разнообразных рудных образований в пределах рудных полей приведены Д. А. Зенковым (1940) для Дарасунского месторождения и И. П. Кушнаревым (1947) для Джидинского месторождения. В обоих случаях весьма сложные минеральные комплексы, образующиеся в ряд стадий, связаны с резко гипабиссальными интрузивными породами.

Примеры подобного же характера весьма многочисленны и в группе месторождений, связанных с вулканическими комплексами. Именно для этой группы отмечается наиболее четко выраженная вертикальная зональность. Мы уже отмечали, что при характеристике серебряно-оловянного и оловянного оруденения центральных и южных участков Боливийского пояса, которое ассоциируется с вулканическими породами, С. С. Смирнов подчеркивал в качестве типичного признака быстрое изменение характера оруденения с глубиной. Подобные же особенности характерны для золото-серебряных и полиметаллических месторождений Тихоокеанского пояса и Карпат, отличающихся обычно очень большой сложностью своего минерального состава. Так, на месторождении Бая-Спrie (район Бая-Маре, в Румынской Народной Республике), на вертикальном интервале около 600 м в жильном теле выявляются три зоны — верхняя — золото-серебряная, средняя — свинцово-цинковая и нижняя — существенно медная (рис. 27), (Янович, Джюшке и др., 1961).

Зональность на месторождении связана, судя по имеющемуся материалу, как с тектоническими факторами, так и с быстрым изменением физико-химических параметров при движении рудоносных растворов.

На месторождении Капник, в этой же провинции, по данным указанных выше исследователей, также устанавливается верхняя существенно золото-серебряная зона, средняя свинцово-цинковая и нижняя с преобладанием медной минерализации, причем эти три зоны располагаются на интервале (вертикальном) всего в 100 м.

Весьма интересная вертикальная зональность выявляется на Беганьском барито-полиметаллическом месторождении, располагающемся в вулканогенной зоне Береговского Холмогорья, в Закарпатье. Здесь, по устному сообщению геолога Г. Г. Сасина, баритовое жильное тело с глубиной переходит в полиметаллическую залежь.

Переход осуществляется на весьма коротком интервале (рис. 28). Г. Г. Сасин приходит к выводу, что резкое изменение минерального состава рудного тела по падению связано со столь же резким изменением на определенном уровне режима серы и кислорода, что обусловливается прежде всего наличием на этом уровне труднопроницаемого для растворов горизонта пород.

Следует отметить, что резко повышенные количества барита вообще характерны для верхних зон многих золото-серебряно-полиметаллических месторождений Закарпатской вулканогенной полосы.

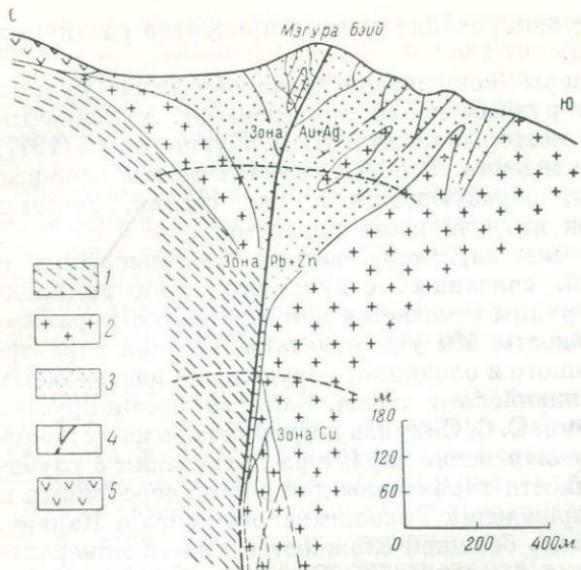


Рис. 27. Геологический разрез рудника Бая-Сприе (по Янович, Джюшке и др.)

1 — глинисто-мергелистый окремненный комплекс (палеоген?); 2 — андезиты с амфиболами и пироксенами, хлоритизированные (сармат); 3 — лавы, брекчии и андезитовые агломераты с амфиболами и пироксенами, вкрапленные, адуляризированные и каолинизированные; 4 — рудные жилы; 5 — пироксеновые андезиты (плиоцен)

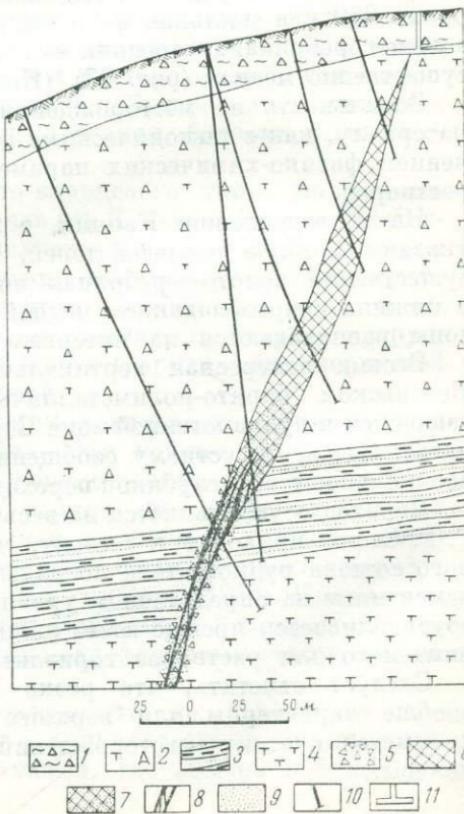


Рис. 28. Схема вертикальной гипогенной зональности Майской рудной зоны Беганьского месторождения в Закарпатье (поперечный разрез) (по Г. Г. Сасину)

1 — делювиальные суглиники; 2 — риолитовые туфы преимущественно алунитизированные; 3 — аргиллиты и песчаники; 4 — риолитовые туфы, частично калишпатизированные; 5 — тектоническая брекчия; 6 — массивные кварцево-баритовые руды; 7 — массивные кварцево-баритовые руды с вкрапленностью сульфидов свинца и цинка; 8 — массивные сульфидные серебро-свинцово-цинковые руды; 9 — прожилково-вкрапленные сульфидные серебро-свинцово-цинковые руды; 10 — скважины; 11 — горные выработки

В работе О. Д. Левицкого и В. И. Смирнова (1959) подчеркивается, что во многих рудных провинциях «баритовые зоны развиты в верхних частях полиметаллических месторождений». Приведенные ими примеры также показывают, что это комплексные полиметаллические образования, ассоциирующиеся с малыми гипабиссальными интрузивными телами и вулканогенными породами. Сюда относятся некоторые месторождения Карамазара, Рудного Алтая, Салаира, Казахстана, Кавказа и др. В этих же месторождениях часто наблюдается постепенное вытеснение с глубиной свинца цинком.

В медно-молибденовых месторождениях в ряде случаев верхние горизонты обогащены свинцово-цинковыми минералами, а нижние — молибденовыми.

Рассматривая типичные случаи зональности отдельных рудных тел, Л. Б. Райли (1936) прежде всего ссылается на серебро-свинцовые месторождения района Сьерра-Мохада, Кохиля в Мексике, ассоциирующие с вулканогенными породами.

Ряд интересных примеров зональности в пределах рудных тел и рудных полей приведен в статьях О. Д. Левицкого и В. И. Смирнова (1959), В. И. Смирнова (1957, 1960), в сводной работе А. С. Великого (1961). Их анализ выявляет, что такого рода зональность проявляется обычно в месторождениях сложного минералогического состава, ассоциирующихя с вулканическими комплексами и гипабиссальными интрузиями. Это чаще всего сложные по составу редкometальные, полиметаллические и медные месторождения, образующиеся обычно в ряд стадий, с четко выраженным явлениями телескопирования. Наиболее характерные примеры подобной зональности приведены на рис. 29, 30 и 31.

Для ряда месторождений, ассоциирующихся с вулканическими породами и малыми гипабиссальными интрузивными телами, в отличие от того, что говорилось выше, отмечается значительная выдержанность характера рудной минерализации по вертикали. Это явление для ряда случаев Е. А. Радкевич (1959) справедливо объясняет интенсивным предварительным прогревом блока пород, в котором затем осуществлялось рудообразование.

Выше уже отмечалось, что горизонтальная зональность магматогенных месторождений по отношению к контурам интрузивных тел нехарактерна для рудных образований, связанных с группой вулканических и гипабиссальных пород. Однако следует отметить, что несколько различная эродированность месторождений в разных участках может привести к своеобразной зональности в плане, которая является как бы горизонтальным отражением вертикальной рудной зональности. В более глубоко срезанных зонах, естественно, может оказаться большее количество гипабиссальных интрузий либо субвулканических тел, и таким образом создается ложное впечатление о наличии горизонтальной рудной зональности. Такие взаимоотношения, например, устанавливаются в пределах Нерчинско-Заводского рудного района в Восточном Забайкалье, где наиболее высокотемпературные образования сложных полиметалличес-

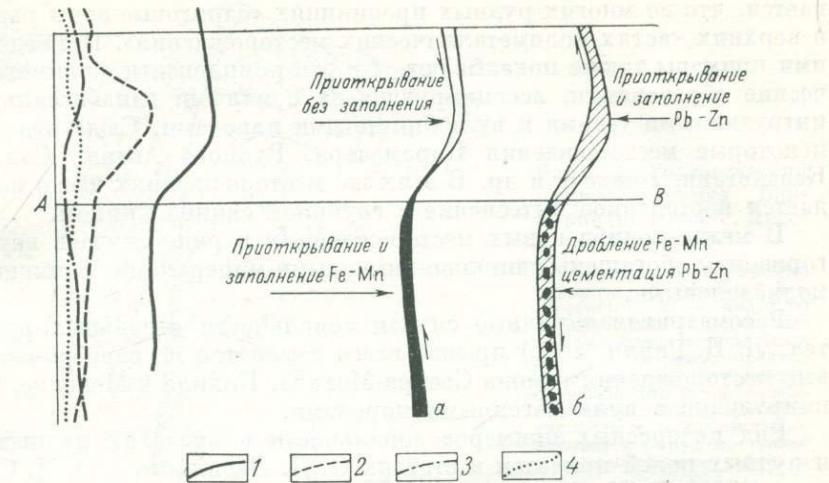


Рис. 29. Поперечный разрез Верхне-Згидской жилы и основные этапы ее формирования (по И. П. Златогорской)

а — перед второй стадией минерализации (Fe—Mn); б — перед третьей стадией минерализации (Pb—Zn). АВ — верхняя граница распространения магнетито-мангано-цидеритовых руд; 1 — контур лежачего бока рудной жилы; 2, 3 — кривые содержания свинца и цинка; 4 — кривая мощности рудного тела

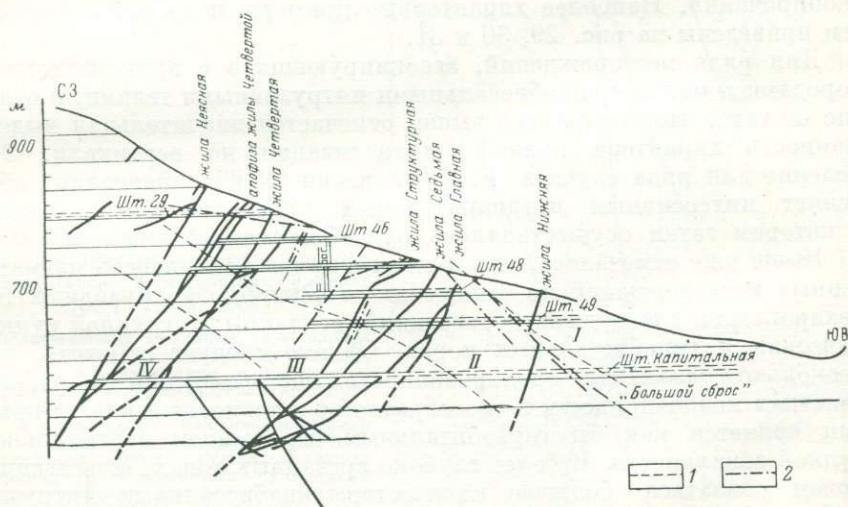


Рис. 30. Схема зональности оруденения. Разрез по южному флангу одного из месторождений Южного Приморья (по А. И. Александрову)

Зоны: I — карбонатная; II — богатого полиметаллического оруденения; III — переходная; IV — пиротитовая; 1 — границы зон; 2 — разрывные нарушения

ских месторождений, богатые турмалином и арсенопиритом, тяготеют к участку максимального развития резко гипабиссальных интрузивных пород, с которыми они несомненно имеют лишь парагенетические взаимоотношения.

Подобная же ложная горизонтальная зональность, но связанныя с иной причиной, отмечена Е. А. Радкевич (1959): «в округе Пааль в Мексике вокруг монцонитового штока отмечается несколько концентрических зон: вблизи монцонитов располагаются месторождения с большим содержанием меди и цинка, далее к периферии рудного ореола — с большой ролью серебра и свинца и во внешней кайме — содержащие сурьму».

Наблюдающиеся взаимоотношения не позволяют думать о том, что существуют генетические связи между указанным штоком гипабиссальных пород и рудными месторождениями; «влияние штока, вероятно, сказывалось в существовании длительно сохранявшихся изометрических оболочек, которые предопределяли характер минерализации, непосредственно связанной с глубинными магматическими источниками и проявлявшейся уже намного позднее после застывания самого монцонитового штока».

Е. А. Радкевич (1959) применяет термин «горизонтальная зональность» для случаев разновременного образования месторождений, одни из которых генетически связаны с гранитами (например, кассiterито-кварцевые месторождения), а другие образовались позже и связаны с глубинными магматическими очагами (касситеритосульфидные и другие сложные сульфидные образования). Нам представляется, что этот термин следует применять лишь в тех случаях, когда по всей совокупности геологических данных можно прийти к выводу о наличии прямой генетической связи с интрузивными телами всей серии месторождений, образующих закономерные концентры вокруг тех или иных массивов.

## 9. НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВЫВОДЫ О СВЯЗЯХ МАГМАТОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С МАГМАТИЧЕСКИМИ ПОРОДАМИ

Приведенный выше материал показывает, что среди различных форм связи, которые существуют между магматическими породами и магматогенными месторождениями, необходимо различать четыре

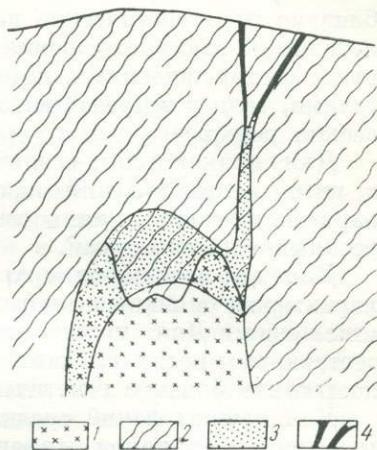


Рис. 31. Схема зональности верхней части полиметаллического месторождения в Северной Киргизии (по О. Д. Левицкому и Б. И. Смирнову)

1 — гранофиры; 2 — метаморфические сланцы; 3 — полиметаллическая руда;  
4 — кварцево-флюоритовые жилы

основных группы связей: генетические, парагенетические, телегенетические и структурные. Так как генетические и парагенетические связи в свою очередь подразделяются каждая на две подгруппы — близкую и отдаленную, — всего выделяется шесть форм связи. Отличия между ними имеют существенное значение для металлогенического анализа.

Для группы вулканических и субвулканических образований и месторождений, с ними связанных, характерны отдаленные, реже близкие парагенетические взаимоотношения. Непосредственные генетические взаимоотношения между магматическими массами и рудными месторождениями, которые отмечаются некоторыми исследователями, если и встречаются в этой группе фаций, то, по-видимому, весьма редко.

Для вулканогенно-осадочных комплексов и ассоциирующихся с ними месторождений наиболее характерны весьма отдаленные парагенетические взаимоотношения (телегенетические) с вулканическими образованиями.

Для щелочных пород группы гипабиссальных интрузивных тел характерны близкие и иногда отдаленные парагенетические взаимоотношения. Для пород основного, ультраосновного, щелочного состава во многих случаях выявляются непосредственные и часто достаточно близкие генетические связи.

Для группы фаций средних глубин, вне зависимости от состава магматических\* пород, характерно абсолютное преобладание генетических связей (близких или отдаленных).

Свообразные парагенетические связи типичны также для большинства месторождений, ассоциирующихся с абиссальными гранитными интрузиями, характерными для протерозоя и верхнего архея.

Наиболее глубинные рудные месторождения, развитые в архее и ассоциирующиеся с метасоматическими и палингеннymi границами и другими глубоко метаморфизованными образованиями, формируются в связи с процессами, принципиально отличными от магматических явлений в обычном понимании. Эти закономерности будут разобраны ниже.

\* Видимо, в определенных условиях генетические связи могут возникнуть между породами, имеющими одинаковый генетический потенциал, но не имеющими общих генетических предшественников. Видимо, это возможно в результате генетической конверсии, когда генетический потенциал породы, имеющей одинаковый генетический потенциал, но не имеющей общих генетических предшественников.

## ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В результате процессов метаморфизма происходит не только изменение минерального состава, формы и других особенностей метаморфизованных месторождений, но и в некоторых специфических условиях осуществляется миграция рудного вещества. Закономерные изменения характера рудных месторождений в разных зонах в связи с метаморфическими преобразованиями являются важной металлогенической проблемой. В данном разделе нас интересуют не столько условия первичного образования метаморфизованных месторождений, полезные компоненты которых накапливаются еще до процессов метаморфизма, сколько процессы преобразования при метаморфизме, которые часто приводят к перераспределению типов руд в пространстве. Что касается собственно метаморфических месторождений, то их образование и размещение зависит главным образом от условий метаморфизма и состава вмещающих пород. В связи с этим в данном разделе основное внимание обращено на характер и степень метаморфизма, обуславливающих возникновение метаморфических пород тех или иных фаций метаморфизма, что в свою очередь определяет формирование определенных типов метаморфогенных месторождений полезных ископаемых.

Вопросы изменения и формирования месторождений полезных ископаемых в связи с процессами метаморфизма уже давно привлекали внимание исследователей. С середины прошлого века во многих работах в качестве особой группы выделялись метаморфические образования. Однако представления о них были весьма неопределенными и различными. К. И. Богданович (1913) среди метаморфогенных месторождений впервые выделил метаморфизованные и метаморфические. М. А. Усов (1933) под метаморфогенными месторождениями предложил понимать «лишь такие образования, которые получились при перекристаллизации уже ранее существовавших месторождений, причем эта перекристаллизация или вообще метаморфизм может выражаться не только в изменении минералогического состава, структуры и текстуры рудного тела, но и в перемещении рудного вещества».

В. А. Обручев (1935) рассматривал метаморфогенные месторождения как ранее существовавшие рудные залежи, измененные

метаморфическими процессами. В зависимости от типов процессов он выделял пирометаморфические, динамометаморфические и гидрометаморфические месторождения. Определения М. А. Усова и В. А. Обручева относятся только к тем месторождениям, которые сейчас принято называть метаморфизованными.

В начале сороковых годов более четко оформилось представление о месторождениях, которые возникли заново в процессе метаморфизма (Бетехтин и др., 1946).

Большое значение для понимания процесса формирования метаморфизованных месторождений имели работы А. Н. Заварицкого (1943, 1950). Этот исследователь на примере медноколчеданных месторождений Урала рассмотрел процессы, происходившие в ранее образованных рудных телах при их последующем метаморфизме и установил признаки руд метаморфогенного происхождения и их отличия от руд магматогенных месторождений. «Вопрос о метаморфизме колчеданных месторождений должен будет дальше вырасти в еще более общую и широкую проблему метаморфизма рудных месторождений вообще, которая должна быть поставлена в таком объеме, в каком она еще не ставилась в науке» (Заварицкий, 1950).

Важное значение для выяснения ряда особенностей метаморфизованных месторождений имели также работы В. С. Домарева (1956<sub>2</sub>; 1959) и Т. Н. Шадлун (1947; 1950; 1954). Из зарубежных ученых большое внимание проблеме метаморфогенных месторождений уделил Г. Шнейдерхен. В одной из своих последних работ (Шнейдерхен, 1958) он дает подробную характеристику метаморфогенных рудных месторождений, выделяя среди них: 1) контактово-метаморфические образования, 2) месторождения в кристаллических сланцах, образованные в связи со статическим, дислокационным и региональным метаморфизмом, 3) полиметаморфические месторождения, тесно связанные с метаморфической перегруппировкой вещества при анатексисе и гранитизации.

В других своих работах Г. Шнейдерхен (1957<sub>1</sub>; 1957<sub>2</sub>) выделяет новый генетический тип метаморфогенных месторождений, которые он называет регенерированными.

Важное значение для проблемы метаморфизма ранее образованных рудных месторождений имеют также исследования П. Рамдора (1957).

В настоящее время вопросы образования и преобразования руд в связи с процессами метаморфизма находятся еще в начальной стадии познания. Изучение поведения горных пород при метаморфизме продвинулось гораздо дальше, и минеральные ассоциации горных пород и их поведение при процессах метаморфизма уже в значительной степени изучены, чего, к сожалению, нельзя сказать о минеральных ассоциациях руд.

Вопрос о значении процессов метаморфизма в образовании и преобразовании месторождений полезных ископаемых важен не только с точки зрения происхождения руд этих месторождений, но имеет большое значение также для расшифровки закономерностей

их размещения, т. е. для металлогенеза. Формирование и размещение метаморфических месторождений (к числу таких месторождений следует отнести многие промышленные месторождения рутила и ильменита, андалузита, кианита и силлиманита, кварцитов и мраморов, графита и др.) обусловлено главным образом составом вмещающих пород, степенью и характером метаморфизма. Метаморфизованные месторождения при процессах метаморфизма испытывают существенные преобразования, которые заключаются в изменении состава руд (лимонит переходит в магнетит, пиролюзит в мanganит и браунит и др.).

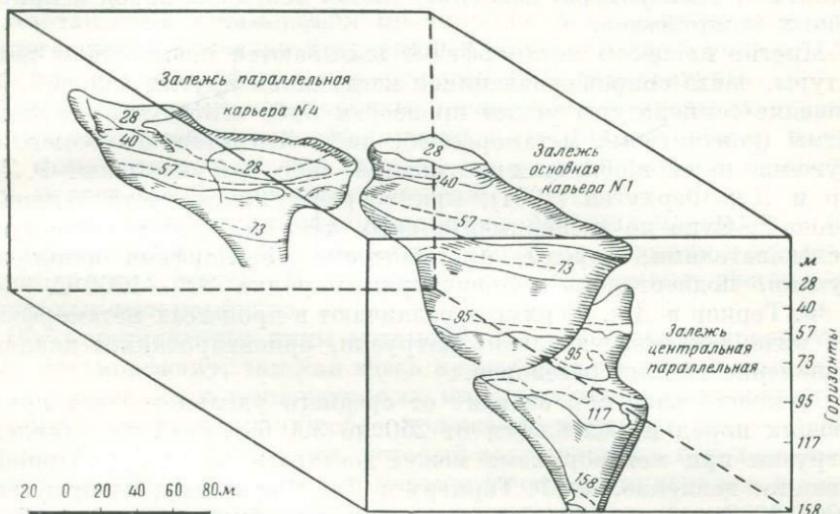


Рис. 32. Блок-диаграмма рудных залежей рудника им. К. Либкнехта Кривого Рога (по Я. Н. Белевцеву)

нит и др.). Иногда резко изменяются первоначальные текстуры и структуры руд вплоть до появления полосчатых или плойчатых гнейсовидных текстур и что особенно важно в металлогеническом отношении, происходит перераспределение полезных компонентов внутри рудных тел и меняется их форма и, наконец, может осуществляться вынос минерального вещества.

В качестве примера перераспределения полезных компонентов и изменения формы рудных тел можно привести рудник им. К. Либкнехта в Криворожском бассейне (рис. 32). На рисунке видно, насколько форма богатых рудных тел, обусловленная процессами метаморфизма, отличается от первичной пластовой формы тел железистых кварцитов.

#### 1. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОЦЕССОВ МЕТАМОРФИЗМА

Среди небольшого числа крупных работ, посвященных общим проблемам метаморфизма, особого внимания заслуживает последняя работа Ф. Тернера и Дж. Ферхугена (1961), в которой геологические

наблюдения дополняются анализом физико-химических диаграмм и экспериментальными исследованиями.

Ф. Тернер и Дж. Ферхуген под метаморфизмом понимают «изменение минерального состава и структуры твердых горных пород в физико-химических условиях, господствующих в земной коре ниже приповерхностных зон выветривания и цементации и отличающихся от условий первоначального образования горных пород».

Как известно, основными параметрами метаморфизма, определяющими состав, структуру и текстуру метаморфических пород, являются: температура, давление, состав исходных пород и привнесенных компонентов.

Многие процессы метаморфизма вызываются повышением температуры, часто сопровождающимся изменением других условий. Повышение температуры может произойти либо вследствие внедрения магмы (контактовый метаморфизм), либо вследствие глубокого погружения пород в областях прогибаний, либо, как указывают Ф. Тернер и Дж. Ферхуген (1961), при возрастании скорости теплового потока \*. Судя по экспериментальным данным, приведенным этими исследователями, породы, претерпевшие метаморфизм наивысшей ступени, подвергались температурам порядка 800—1000°С.

Ф. Тернер и Дж. Ферхуген различают в процессах метаморфизма три вида давления: давление нагрузки, ориентированное давление и давление водных растворов.

Давление нагрузки зависит от среднего удельного веса покрывающих пород и колеблется от 250 до 300 бар на 1 км. Давление нагрузки при метаморфизме может достигать 10 000 бар. Ориентированное давление, по Ф. Тернеру и Дж. Ферхугену, не превышает 2000—3000 атм и, следовательно, может сказываться при метаморфизме на глубинах до 10 км.

Давление водных растворов, по мнению этих исследователей, может в природных условиях (пока породы находятся в компетентном состоянии) быть либо больше, либо меньше давления нагрузки. Однако в глубоких зонах метаморфизма давление воды, так же как и ориентированное давление, приблизительно равно давлению нагрузки.

Состав исходных пород оказывает большое влияние на состав минеральных ассоциаций, возникающих при процессах метаморфизма. Парагенезисы минералов, возникающих при одинаковых температурах и давлениях, различных по составу исходных пород, резко отличаются друг от друга. Состав некоторых пород, образующихся при метаморфизме, например мраморов, кварцитов и др., в основном определяется именно составом исходных пород. Отнесение

\* По мнению Ф. Тернера и Дж. Ферхугена, возрастание скорости теплового потока, которому они придают очень важное значение в процессах метаморфизма, вероятно, обусловлено конвекцией вmantии Земли (перенос радиоактивного тепла, конвекционное движение, частично плавление и дифференциация).

мраморов и кварцитов к различным метаморфическим фациям практически не осуществимо.

Определенное значение для образования метаморфических пород имеет состав привнесенных при метаморфизме компонентов и в частности натрия, калия, бора и др. Часто эти компоненты принимают участие в процессах минералообразования, обусловливая тот или иной характер возникающих минеральных ассоциаций.

С точки зрения геологической обстановки следует выделить три главных типа метаморфизма: контактный, дислокационный и региональный.

Контактный метаморфизм проявляется в ограниченных зонах, прилегающих к массивам интрузивных пород. Главную роль в условиях этого метаморфизма играет повышение температуры.

Дислокационный метаморфизм проявляется в пределах ограниченных зон интенсивных деформаций, подобных глубинным разломам, зонам смятия и т. д. Здесь, кроме температуры, большую роль играет ориентированное давление.

Региональный метаморфизм развит на больших площадях и вне зависимости от интрузий. Особенно хорошо он выражен в пределах докембрийских щитов. В его проявлении принимают участие все параметры метаморфизма.

Все перечисленные типы метаморфизма относятся к прогрессивному метаморфизму, так как здесь происходит стадийное замещение сравнительно низкотемпературных минеральных ассоциаций более высокотемпературными. Особое положение занимает регressiveкий метаморфизм, или диафторез, который заключается в переходе высокотемпературных ассоциаций метаморфических минералов в ассоциации, устойчивые при более низкой температуре, обычно содержащие большее количество воды.

При процессах метаморфизма месторождения полезных ископаемых могут быть образованы и преобразованы или уничтожены, как, например месторождения самородной серы, гипса, глауконита, битумов, не встречающиеся в метаморфических породах, а также месторождения различных глин, превращенные в кровельные и кристаллические сланцы.

К новообразованным относятся месторождения графита, корунда, наждака, глиноземного сырья (силлиманит, кианит, андалузит), мраморов, кварцитов и т. д.

Однако большая часть метаморфогенных месторождений относится к группе преобразованных, имеющих первичное магматическое или осадочное происхождение.

Процессы возникновения и формирования метаморфогенных месторождений могут быть связаны с контактным, региональным и дислокационным метаморфизмом.

Контактный метаморфизм развивается локально и тесно связан с внедрением и застыванием массивов интрузивных пород. Температура процессов контактного метаморфизма колеблется от 300 до 800°C (редко до 1000°C), а давление нагрузки от 100

до 3000 бар, что отвечает глубине застывания интрузий от 300 до 10 000 м.

Долгое время в геологии господствовало представление о зонах метаморфизма, введенное У. Грубенманом и П. Ниггли. В 1932 г. П. Эскола предложил более прогрессивное понятие о метаморфических фациях, получившее развитие в работах Ф. Тернера и Дж. Ферхугена.

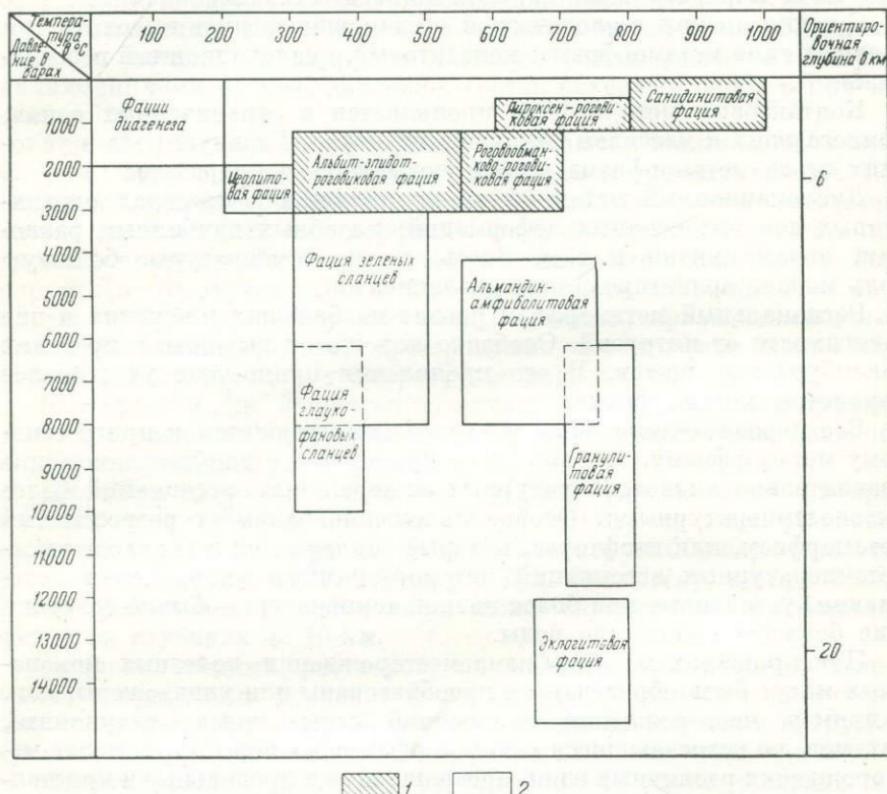


Рис. 33. Условия существования фаций контактowego и регионального метаморфизма (по Ф. Тернеру и Дж. Ферхугену)

1 — фации контактового метаморфизма; 2 — фации регионального метаморфизма

хугена (1961). Последние предложили классификацию метаморфических фаций с разделением на фации контактового и регионального метаморфизма. Согласно этой классификации выделяются следующие фации контактового метаморфизма: альбит-эпидот-роговиковая, роговообманково-роговиковая, широксеново-роговиковая и санидинитовая (рис. 33). Минеральные ассоциации этих фаций приведены в табл. 14.

Влияние процессов контактового метаморфизма на образованные ранее месторождения полезных ископаемых изучено чрезвычайно

Ассоциации минералов в контактовых роговиках  
(по Ф. Тернеру)

Таблица 14

Фации	Породы					Основные и магнезиальные	
	Пелитовые	Кварцево-полевошпатовые	Карбонатные				
			известковые	доломитовые			
Санидинитовая	Кордиерит-шипинель-муллит, кордиерит-муллит-стекло Анортит-корунд-шипинель	Тридимит-анортит-стекло	Сперррит-кальцит Сперррит-ларнит Ларнит-волластонит Волластонит-кварц	Мелилит-монтличеллит-диопсид Мелилит-шервинит-сперррит Монтличеллит-кальцит Монтличеллит-периклаз-кальцит	Породы такого состава неизвестны		
Пироксен-рого-виковая	Андалузит-кордиерит-биотит-ортоклаз-кварц. Силлиманит-биотит-ортоклаз Андалузит-корунд-шипинель	Кварц-ортоклаз-плагиоклаз-биотит	Кальцит-волластонит Кальцит-волластонит-гроссуляр Волластонит-гроссуляр-идокраз-кварц Анортит-скаполит-гроссуляр	Кальцит-периклаз (брусит) Кальцит-гроссуляр (гумит)-периклаз (брусит) Кальцит-периклаз-шипинель-форстерит-диопсид Кальцит-диопсид-волластонит	Плагиоклаз-диопсид-гиперстен Гиперстен-кордиерит Гиперстен-диопсид-форстерит-шипинель Форстерит-шипинель		
Роговообманко-рого-виковая	Мусковит-биотит-кварц-микроклин-плагиоклаз Мусковит-биотит-кварц-андалузит	Кварц-микроклин-плагиоклаз-мусковит-биотит	Кальцит-кварц Кальцит-гроссуляр-диопсид Гроссуляр-плагиоклаз Кальцит-гроссуляр-идокраз	Кальцит-брусит-форстерит Кальцит-форстерит-диопсид Кальцит-тремолит Роговая обманка-геденбергит	Плагиоклаз-рого-вая обманка-диопсид Кордиерит-антонифиллит (куммингтонит). Биотит-антонифиллит (куммингтонит)		
Альбит-эпидот-рого-виковая	То же	То же	Кальцит-кварц Кальцит-тремолит-кварц	Тремолит-доломит-кальцит Форстерит-доломит Тальк-доломит	Альбит-эпидот-актинолит		

плохо. Практически отсутствуют детальные комплексные описания поведения рудных тел и вмещающих их пород при контактовом метаморфизме. Петрографы ограничиваются изучением процесса преобразования горных пород. Специалисты в области месторождений полезных ископаемых обычно изучают состав и строение руд, но мало обращают внимания на те изменения, которые претерпели руды при контактовом метаморфизме.

В связи с этим трудно выяснить поведение аналогичных по условиям своего первичного образования месторождений, например, осадочных — железорудных или медноколчеданных — в условиях разных фаций метаморфизма, и нам придется ограничиться кратким описанием нескольких частных примеров контактового метаморфизма месторождений полезных ископаемых (табл. 15).

С. А. Вахромеев (1961), по данным Н. Н. Павлова, приводит краткое описание Балегинского железорудного месторождения в Западном Забайкалье. Месторождение представлено линзообразной залежью магнетитовых руд, приуроченной к контакту гранитов и известняков. Непосредственно вмещающими рудное тело породами являются кристаллические сланцы и амфиболово-пиroxеновые роговики с волластонитом и tremolитом. По данным Н. Н. Павлова, рудное тело первоначально представляло собой залежь лимонитовых руд осадочного происхождения, отложившуюся в известняках. Впоследствии под воздействием гранитов вмещающие породы и рудное тело подверглись контактовому метаморфизму. Судя по преобладанию в метаморфизованных породах пироксена и наличию волластонита вероятно, что контактный метаморфизм происходил в условиях пироксеново-роговиковой фации.

В месторождении Ориярви, как отмечает Г. Шнейдерхен (1958), рудные тела, сложенные халькопиритом, сфалеритом, галенитом и золотоносным пиритом, залегают среди кордиеритовых роговиков, развившихся по лептитам, в непосредственной близости от более молодых гранитов. Вероятно, месторождение Ориярви, первоначально возникшее в архее, впоследствии при внедрении более молодых гранитов подверглось процессам контактового метаморфизма, происходившим в условиях роговообманково-роговиковой фации.

В крупном медном месторождении Канады (Роуайн-Норанда, рудник Амулет) рудные тела залегают среди кислых вулканических пород архейского возраста и имеют, по всей вероятности, также архейский возраст. Впоследствии, при инъекции диабазовой магмы, вмещающие породы и руды были метаморфизованы (Шнейдерхен, 1958). Первые были превращены в кордиеритово-антфиллитовые роговики с цинковой шпинелью и биотитом (роговообманково-роговиковая фация контактового метаморфизма). Характер изменения руд этого месторождения, как и вообще поведение сульфидных руд в условиях контактового метаморфизма, пока еще не изучен.

Г. Шнейдерхен отмечает, что лимонит, гётит и сидерит при контактовом метаморфизме переходят в грубозернистый магнетит, а силикаты железа типа шамозита — в железистый оливин —

Таблица 15

## Примеры контактово-метаморфизованных месторождений

Фации	Наиболее характерные минеральные ассоциации пелитовых пород	Процессы, происшедшие при метаморфизме руд	Примеры контактово-метаморфизованных месторождений
Альбит-эпидот-роговиковая	Кварц-альбит-мусковит-биотит (с кордиеритом или андалузитом)*	Превращение углистого вещества в графит	Курейское месторождение в Сибири (СССР)
	Кварц-альбит-эпидот-слюды		
	Кварц-мусковит андалузит-кордиерит (плагиоклаз)	Превращение лептитов, содержащих медно-цинковые сульфидные руды, в роговообманково-кордиеритовые роговики	Ориярви (Финляндия)
Роговообманково-роговиковая	Кварц-мусковит-биотит-кордиерит (плагиоклаз)	Риолитовые брекчи, содержащие медно-цинковые руды, метаморфизованы жилами диабазов и превращены в кордиеритово-антонитовые роговики с цинковой шпинелью и биотитом	Рудник Амулет в Норанде (Канада)
	Кварц-ортоклаз-андалузит-кордиерит (биотит) Кварц-ортоклаз-плагиоклаз-андалузит-кордиерит (биотит)	Известняки с линзой лимонита превращены в роговообманково-пироксеновую породу с волластонитом с залежью магнетита	Балегинское железорудное месторождение в Западном Забайкалье (СССР)
Пироксено-рого-виковая	Кварц-ортоклаз-плагиоклаз-кордиерит-гиперстен		
Санидинитовая	Санидин-кордиерит-шпинель-корунд-гиперстен-силиманит		?

\* В скобки заключены минералы, не всегда присутствующие в данной ассоциации.

файялит. Примеры таких образований известны в Шмидеберге (Кавары, Силезия), в горах Манесо в Швеции и др. К этому же типу, вероятно, относятся бедные полосчатые железные руды формаций Гунфлинт и Мезаби на Верхнем озере в США, которые были метаморфизованы под воздействием массива габбро.

Контактовому метаморфизму иногда подвергаются окисные марганцевые руды, которые превращаются в агрегат браунита, гаусманита и ситапарита и очень редко в силикаты марганца. В качестве примера подобного типа месторождений Г. Шнейдерхен приводит месторождения района Нагпур в Индии.

Латериты и бокситы при контактовом метаморфизме переходят сначала в диаспор, а затем и в наждак. В качестве примера можно привести месторождения наждаков Смирны (Турция).

Осадочные фосфоритыoolитового строения при контактовом метаморфизме под влиянием гранитной интрузии превращаются в апатитовые породы. В качестве примера подобных образований П. М. Татаринов (1955) указывает некоторые участки месторождений фосфоритов в хребте Карагатау в Казахстане.

Наконец, как указывает Г. Шнейдерхен, к контактово-метаморфическим месторождениям, вероятно, следует отнести крупнейшее в мире месторождение ванадия Мина Рагра (Перу). Первоначальная концентрация ванадия на месторождении была связана с пластом палеогеновых битуминозных мергелистых сланцев, которые были обогащены ванадием и никелем. Впоследствии, при внедрении порфировых вулканических пород, эти сланцы были метаморфизованы, а соединения ванадия и никеля преобразованы в сульфиды — патронит, бравоит и кискеит — богатый ванадием и серой асфальтовый кокс и т. д.

Таким образом, металлогеническое значение процессов контактового метаморфизма, вероятно, заключается главным образом в изменении минерального состава и структуры руд и иногда в изменении характера полезного ископаемого (переходы угля в графит и т. д.).

В связи с явлениями контактового метаморфизма могут образоваться и новые месторождения полезных ископаемых. Так, в природе широко распространены процессы образования месторождений мраморов, кварцитов и кровельных сланцев, связанные с контактовым воздействием интрузий на известняки, песчаники и сланцы.

Следует обратить внимание на необходимость картирования пород, относящихся к разным фациям контактового метаморфизма. В качестве примера подобных материалов можно привести схему распределения контактово-метаморфизованных пород одного из районов Северо-Байкальского нагорья (рис. 34).

Региональный метаморфизм. Ф. Тернер и Дж. Ферхуэн выделяют следующие фации и субфации регионального метаморфизма: 1) цеолитовую; 2) фацию зеленых сланцев (с кварц-альбит-мусковит-хлоритовой, кварц-альбит-эпидот-биотитовой и кварц-альбит-эпидот-альмандиновой субфациями);

3) фацию глаукофановых сланцев; 4) альмандин-амфиболитовую фацию с четырьмя субфациями — ставролит-альмандиновой, кианит-альмандин-мусковитовой, силлиманит-альмандин-мусковитовой и силлиманит-альмандин-ортоклазовой; 5) гранулитовую фацию, состоящую из двух субфаций — роговообмакново-гранулитовой и пироксеново-гранулитовой и 6) эклогитовую фацию.

Здесь нет возможности приводить характеристику минералогического состава, структур и других особенностей метаморфических пород этих фаций. Однако следует подчеркнуть, что выделение и изучение распределения этих фаций в пространстве имеет большое металлогеническое значение, так как с теми или иными метаморфическими фациями горных пород связаны определенные типы месторождений полезных ископаемых. Это правило применимо не только к собственно метаморфическим месторождениям, но также и к рудам метаморфизованных месторождений, возникшим до процессов метаморфизма.

Впервые картирование зон прогрессивного регионального метаморфизма осуществил в 1912 г. Г. Барроу. Исследования он проводил в поле развития далрадинских сланцев Шотландии, возникших при метаморфизме глинистых пород. Г. Барроу установил, что колебания минерального состава в изучаемых породах коррелируются с температурой и давлением, проявлявшимися при метаморфизме. Изменения физических условий отражаются метаморфизма, соответствующими. Каждая зона метаморфи индекс-минералом, первоначально руется изоградой или линией внешние пределы соответствующими

Таким образом, породы постоянного химического состава можно подразделять при картировании метаморфических фаций по индекс-

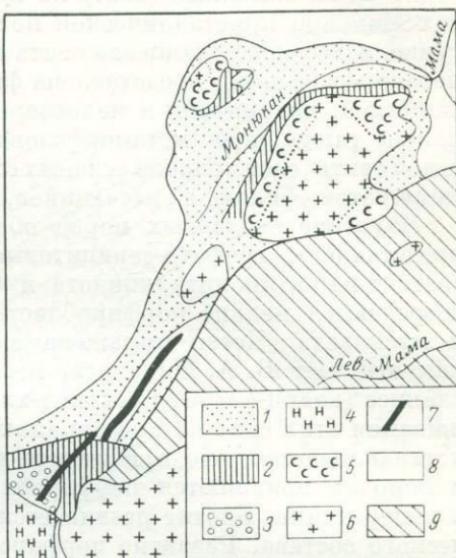


Рис. 34. Схема контактового метаморфизма, связанного с варисцкими интрузиями в бассейне рек Монюкан и Шаман (составил А. Н. Казаков по своим материалам и А. Н. Неелова)

I — роговики по породам мамской серии: 1 — зона биотитовых роговиков; 2 — зона кордиерито-биотитовых роговиков; 3 — зона андалузито-кордиерито-биотитовых роговиков. II — интрузии варисцкого комплекса: 4 — нефелиновые сиениты; 5 — щелочные сиениты; 6 — гранитоиды; 7 — горизонт хлоритоидных сланцев в зоне контактового метаморфизма, превращенный в кордиерито-биотитовые и андалузито-кордиерито-биотитовые роговики; 8 — породы мамской серии; 9 — амфиболиты и плагиограниты муйской серии

изменении степени или ступеней градиенту температуры и давления определяется так называемое появление которого фиксированной степени метаморфизма, отражающей зоны.

минералам. Г. Барроу установил в далрадинских сланцах Шотландии следующую последовательность индекс-минералов с увеличением степени метаморфизма: хлорит, бурый биотит, альмандин, ставролит, кианит, силлиманит. Изограды он наносил на карту по первоначальному появлению каждого из этих минералов.

Весьма интересный пример метаморфической зональности приводит В. А. Николаев (1957) по материалам А. Н. Неелова в породах Мамской кристаллической полосы (рис. 35). Как видно на рисунке, известково-сланцевая свита в юго-западной части района слабо метаморфизована и представлена филлитами, рассланцованными песчаниками, кварцитами и мелкозернистыми мраморами. В этой части района также слабо метаморфизованы и отложения эфузивно-сланцевой свиты, состоящие из зеленых сланцев, рассланцованых туфоконгломератов, филлитов, песчаников, метадиабазов и ортоамфиболитов.

Изучение осадочных пород обеих свит показало, что филлиты представлены графито-сертицитовыми разностями, зеленые сланцы состоят из актинолита, эпидота и хлорита. Во всех породах местами встречаются мелкие порфиробласти сидерита, хлорита, хлоритоида и мусковита. Четко выражена слоистость. Этот комплекс пород, как отмечает В. А. Николаев, несомненно отвечает фации зеленых сланцев (кварц-альбит-мусковит-хлоритовая субфация). При прослеживании этих свит по профилю в северо-восточном направлении устанавливается, что приблизительно в центральной части участка в породах появляются порфиробласти биотита размером до 3 мм в поперечнике. Биотит развивается в породах различного литологического состава. Развитие порфиробластов биотита, а также мусковита и хлоритоида придает породам характерную пятнистость, что позволяет в поле нанести на карту изограду биотита (см. рис. 35). Эти образования отвечают уже кварц-альбит-эпидот-биотитовой субфации фации зеленых сланцев.

Далее к северо-востоку в филлитах с биотитом начинают появляться порфиробласти кианита, достигающие 10 мм и более в длину, что дает возможность нанести на карту изограду кианита. Обе изограды, располагающиеся друг от друга на расстоянии 4—10 км, пересекают метаморфическую толщу почти под прямым углом к ее простирианию. С кианитом ассоциируются обильные порфиробласти плагиоклаза. Эта зона, вероятно, отвечает кианит-альмандин-мусковитовой субфации альмандин-амфиболитовой фации регионального метаморфизма Ф. Тернера и Дж. Ферхугена.

Еще далее на северо-восток, кроме биотита и кианита, в породах появляются порфиробласти граната, на основании чего наносится третья изограда. В составе пород появляется ставролит и силлиманит, что свидетельствует, вероятно, о переходе в силлиманит-альмандин-мусковитовую субфацию.

На рис. 35 изображена часть площади, расположенная между сближенными изоградами биотита, дистена и граната.

Французские исследователи Y. Yung, M. Rogues (1952) разработали схему метаморфической зональности, основанную на составе

и структуре кристаллических сланцев и гнейсов, образовавшихся за счет пелитовых пород. Эта зональность, сопоставленная с глубиной, выглядит для условий Центрального Французского массива следующим образом:

1. Зона неметаморфизованных пород — глинистые сланцы; глубина до 4000 м.

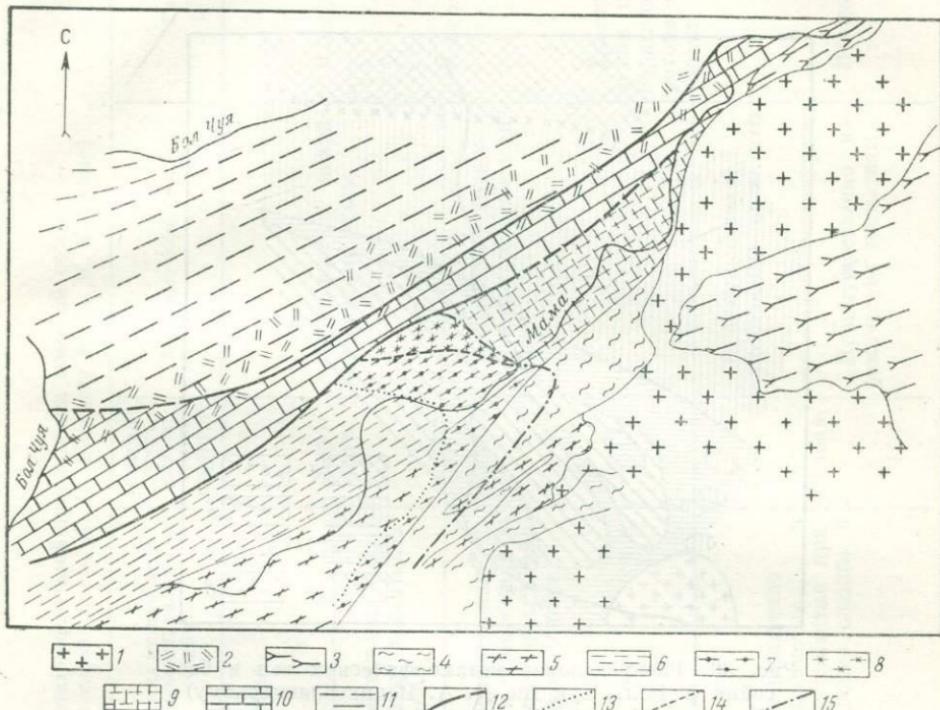


Рис. 35. Геологическая карта участка р. Мамы (по А. Н. Неелову)

1 — биотитовые и двуслюдянные граниты, кварцевые сиениты и щелочные сиениты; 2 — пегматиты; 3 — биотитовые гнейсо-граниты; 4 — мигматиты, инъекционные сланцы и гнейсы; 5 — эфузивно-сланцевая свита: зеленные сланцы, рассланцованные туфоконгломераты, филлиты, песчаники, метадиабазы, ортоамфиболиты; 6 — известняково-сланцевая свита: филлиты, рассланцованные песчаники, кварциты, мелкозернистые мраморы; 7 — те же породы что и в пункте 6 с порфиробластами биотита; 8 — те же породы что и в пункте 6 с порфиробластами биотита и дистена; 9 — те же породы, что и в пункте 6, превращенные в узловатые сланцы и гнейсы с порфиробластами биотита, дистена и граната; 10 — известняково-гнейсовая свита: мраморы, переслаивающиеся с гнейсами, микрогнейсами, узловатыми сланцами; 11 — гнейсо-сланцевая свита: гнейсы, мигматиты, кристаллические сланцы, известняково-силикатные породы, кварциты, доломиты; 12 — тектонические разломы; 13 — изограда биотита; 14 — изограда дистена; 15 — изограда граната

2. Верхняя зона слюдистых сланцев — серицитовые сланцы; глубина 4000—7000 м.

3. Нижняя зона слюдистых сланцев — двуслюдистые кристаллические сланцы, иногда с гранатом, ставролитом и кианитом, глубина 7000—10 000 м.

4. Верхняя зона гнейсов, породы сходны с зоной 3 по составу, но имеют гнейсовую текстуру, глубина 10 000—14 000 м.

5. Нижняя зона гнейсов — биотит-силлиманит-гранатовые гнейсы без мусковита, глубина 14 000—20 000 м.

Д. А. Великославинский, А. Н. Казаков и Ю. М. Соколов (1963) привели характеристику пород различных фаций регионального метаморфизма, слагающих мамскую серию Северо-Байкальского нагорья (табл. 16).

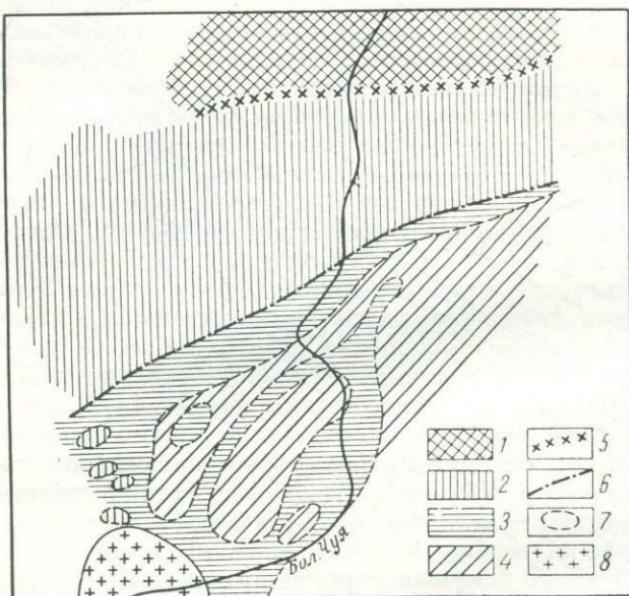


Рис. 36. Распределение метаморфических зон в бассейне р. Бол. Чуи (по Д. А. Великославинскому)

1 — ставролит-дистеновая; 2 — гранат-серicitовая; 3 — биотит-хлоритовая; 4 — серицит-хлоритовая; 5 — южная граница распространения пегматитов Мамского комплекса; 6 — изограда граната; 7 — изограда биотита; 8 — варисцийские гранитоиды

На рис. 36 изображено распределение метаморфических пород в бассейне р. Бол. Чуи и показана граница распространения пегматитов мамского комплекса. По данным вышеперечисленных авторов, распределение месторождений полезных ископаемых Северо-Байкальского нагорья находится в зависимости от определенных фаций метаморфизма. Так, месторождения мусковита локализуются в пределах развития альмандин-амфиболитовой фации метаморфизма, а золоторудная минерализация свойственна только зеленосланцевой фации.

В табл. 17 по данным Ф. Тернера и Дж. Ферхугена, приводится сопоставление зон регионального метаморфизма, выделенных по индекс-минералам.

Таблица 16

**Схема метаморфической зональности мамской серии**  
 (по Д. А. Великославинскому, А. Н. Казакову и Ю. М. Соколову)

14 \*

	Зоны метаморфизма	Продукты метаморфических изменений пелитовых осадков	Сохранность кластических структур	Жильные образования	Границы зон
Зоны зелено-сланцевой фации метаморфизма	Зона серицит-хлоритовой субфации метаморфизма	Филлиты	Хорошая	Кварцевые и кварцкарбонатные жилы	Изограда биотита
	Зона биотит-хлоритовой субфации метаморфизма	Исключительно тонкочешуйчатые филлитовидные сланцы			
Переходная зона	Гранат-серицитовая или переходная метаморфическая зона, характеризующаяся смешанными минеральными ассоциациями обеих пограничных зон (зелено-сланцевой и амфиболитовой)	Преимущественно мелко- и тонкочешуйчатые микрогнейсы и филлитовидные сланцы	Средняя	Кварцево-мусковитовые жилы, иногда с дистеном	Изограда граната
Зоны амфиболитовой фации метаморфизма	Зона ставролит-дистеновой субфации метаморфизма	Преимущественно крупнозернистые и крупночешуйчатые кристаллические сланцы и гнейсы	Слабая	Преимущественно слюдоносные пегматиты	Граница распространения пегматитов, совпадающая с линией перехода серицита в мусковит
	Зона силлиманит-альмандиновой субфации метаморфизма			Преимущественно керамические пегматиты	
					Изограда силлиманита

Таблица 17

## Сопоставление зон регионального метаморфизма, выделенных по индекс-минералам (по Ф. Тернеру и Дж. Ферхугену)

Исходные породы	Пелитовые осадки		Пелитовые осадки с примесью полевых шпатов	Граувакки	Основные изверженные породы	Известковистые песчаники	Яшмы
Примеры	Шотландия: далрадинские кристаллические сланцы	Нью-Гэмпшир: ордовикские и силурийские кристаллические сланцы	Норвегия: область Султельма	Новая Зеландия: кристаллические сланцы Оtagо и Вестланда	Шотландия: далрадинские эпидориты	Шотландия: известково-силикатные гранулиты серии Мойн	Мичиган: железистая формация
Индекс-минералы зон	Хлорит	Хлорит	Хлорит (альбит)	Хлорит (альбит, стильтиномедан)	Хлорит (актинолит, альбит)	Хлорит и альбит	Стильномелан
	Биотит	Альмандин (биотит, кианит, ставролит)	Биотит	Биотит			
	Альмандин		Альмандин		Альмандин (роговая обманка)	Альмандин (цизит, биотит)	
	Кианит (ставролит)					Роговая обманка	
			Олигоклаз	Олигоклаз	Олигоклаз (до лабрадора)	Битовнит	Грюнерит, гранат
	Силлиманит	Силлиманит				Авгит	

Причина возникновения метаморфической зональности еще не выяснена. Одни исследователи видят эту причину в термическом градиенте, обусловленном региональным поднятием гранитной магмы, другие — в глубине погружения осадков соответствующей метаморфической фации, третьи — сторонники метасоматического происхождения гранитов, связывают образование метаморфических фаций с продвижением «фронта» метаморфизма.

Прикладное значение изучения распространения метаморфических фаций в пространстве заключается в том, что с отдельными фациями связаны скопления определенных типов полезных ископаемых. Так, например, месторождения высокоглиноземистого сырья: кианита и силлиманита — приурочены почти исключительно к образованию альмандин-амфиболитовой фации. И. А. Ефимов (1961) указывает, что самыми благоприятными фациями регионального метаморфизма для образования коренных месторождений рутила, независимо от первичного состава пород, являются гранулитовая и эклогитовая, а для развития ильменита — альмандин-амфиболитовая фация.

Интересные наблюдения приводит Ю. М. Соколов (1959). По его данным, в Мамском районе пегматиты с промышленным содержанием мусковита распространены лишь в пределах кианитовых пород, т. е. в зоне кианит-альмандин-мусковитовой субфации. В области силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации мусковит в пегматитах практически исчезает.

Наименее изученным типом метаморфизма является дислокационный метаморфизм, развивающийся главным образом в пределах зон глубинных разломов. В этом типе метаморфизма ведущую роль играют те же параметры, что и в процессах регионального метаморфизма, но площади распространения метаморфических пород сравнительно незначительны.

Сравнительное значение различных параметров дислокационного метаморфизма плохо изучено. Особенно мало данных о метаморфических преобразованиях руд, расположенных в пределах этих зон.

Металлогеническое значение процессов регионального метаморфизма весьма велико. Процессы регионального метаморфизма охватывают огромные площади и осуществляются в условиях не только высоких температур, но и высоких давлений. Оба фактора обусловливают с одной стороны широкое развитие явлений преобразования месторождений полезных ископаемых, возникших до процессов метаморфизма, а с другой — образование новых месторождений. В связи с этим рационально сначала рассмотреть условия возникновения и закономерности локализации метаморфизованных месторождений, а затем и месторождений метаморфического происхождения.

## 2. МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Процессы формирования метаморфизованных месторождений различных полезных ископаемых изучены весьма неодинаково. Относительно более изученными в этом отношении являются месторождения

железа, в меньшей степени марганца. В последние годы большой фактический материал получен в связи с метаморфическими преобразованиями, которым подверглись месторождения урана, а также различные сульфидные месторождения (мединоколчеданные, полиметаллические, золоторудные и др.).

### Метаморфогенные месторождения железа

Это важнейший промышленный тип месторождений железа. К нему относятся такие крупнейшие месторождения мира, как Кривой Рог, Курская магнитная аномалия (СССР), Верхнее озеро (США), месторождения Бразилии, Индии, Африки и т. д. Все эти месторождения образовались в архее или в нижнем протерозое; происхождение их осадочно-вулканогенное и осадочное. Однако впоследствии (еще в докембрии) они подверглись процессам регионального метаморфизма, что существенно изменило их первоначальный облик. Процессы метаморфизма привели к превращению лимонита и других гидроокислов железа, первоначально слагавших руды, в гематит и магнетит, а опала — в кварц. Руды стали более плотными, и количество вредных примесей (фосфора и серы) сократилось.

Руды подверглись интенсивным метасоматическим преобразованиям — растворению прослоев кварца и замещению их магнетитом и гематитом. Процессы рудного метасоматоза, которые в некоторых месторождениях происходили многократно, существенно изменили первоначально пластовую форму рудных тел.

Наиболее хорошо изученным месторождением этого типа является Кривой Рог. По данным Я. Н. Белевцева (1957), руды Кривого Рога имеют сложный генезис, обусловленный участием в рудообразовании первично-седиментационных, метаморфических и гипергенных процессов.

Седиментационные процессы заключаются в накоплении в нижне-протерозойское время железистых осадков, представлявших собой тонкое переслаивание пропластков лимонитовых руд и опала.

Метаморфические процессы обусловили обогащение железом локальных участков железистых пород в период прогрессивного метаморфизма и привели к образованию плотных гематит-магнетитовых руд.

Гипергенные процессы вызвали перемещение кремнезема и железа в породах и ранее образованных гематит-магнетитовых рудах. Все эти процессы, по данным Я. Н. Белевцева, обусловили возникновение пяти генетических групп богатых руд:

1. Гидротермально-метасоматические руды (3 % запасов).
2. Метаморфические руды, связанные с циркуляцией подогретых вод метаморфического происхождения (65 % запасов).
3. Метаморфогенно-инфилтратионные руды, возникшие в результате наложения древней коры выветривания на руды метаморфического генезиса (30 % запасов).
4. Осадочно-метаморфические руды с наложением гидротермально-метасоматических процессов (2—3 % запасов).

5. Инфильтрационные и валунчатые бурые железняки — результат выветривания в третичный период (0,5% запасов).

Таким образом, большая часть богатых руд Кривого Рога связана с метасоматическими процессами, обусловленными взаимодействием метаморфических вод с вмещающими породами. На месторождении выделяют четыре стадии метасоматического процесса: 1) магнезиально-железистый метасоматоз; 2) щелочной метасоматоз (с развитием эгирина, альбита и щелочных амфиболов); 3) карбонатный и 4) кремнистый, связанный, вероятно, с переотложением избытка кремнезема, высвободившегося при трех предыдущих стадиях.

Для формирования богатых железных руд наибольшее значение имеет магнезиально-железистый метасоматоз. С ним связано отложение главной массы магнетита и гематита в ассоциации с куммингтонитом и гранатом. Однако, как указывает Ю. Ир. Половинкина (1953), при замещении куммингтонита родуситом (магнезиальная разновидность рибекита) освобождается 30—40% железа, входившего в состав куммингтонита. В связи с этим в стадию щелочного метасоматоза возникают амфиболово-магнетитовые руды.

Богатые руды образуют среди железистых кварцитов пластообразные залежи, шарнирные залежи, штоки, рудные столбы и другие тела сложной формы.

Столбообразные и штокообразные залежи в горизонтальном сечении представлены линзами, прослеживающимися по простиранию на расстояние до 1000 м и на глубину до 1500 м. В структурном отношении они приурочены к зонам смятия и дробления в толще железистых кварцитов. Характерно наличие почти сплошного оруденения в замках некоторых синклинальных складок с образованием мощных шарнирных залежей, переходящих в рудные столбы на крыльях складчатых структур.

По степени регионального метаморфизма, учитывая развитие в рудах безглиноземистого амфибола и граната, железные руды Кривого Рога, вероятно, следует отнести к кварц-альбито-эпидотово-альмандиновой субфации фации зеленых сланцев. Возможно, что к этой же фации метаморфизма относятся и метаморфизованные железные руды КМА.

В месторождении Верхнего озера (США) зеленокаменные породы при метаморфизме превращены в агрегат актинолита, биотита, хлорита и эпидота, а в кремнистых породах присутствуют актинолит, грюнерит и куммингтонит. Это дает основание отнести метаморфизованные руды этого месторождения к кварц-альбито-эпидотово-биотитовой субфации фации зеленых сланцев.

Еще в меньшей степени метаморфизованы железистые кварциты районов Бихар (месторождение Сингбум) и Орисса в Индии. Здесь, как указывает Г. Шнейдерхен, в полосках железной руды, состоящей из гематита, мартита и реже магнетита, преобладают полигональные текстуры, которые рассматриваются как результат усадки и расстеклования геля  $\text{SiO}_2 - \text{Fe}_2\text{O}_3$ . Часто встречаются также халцедоновидные шарики с гематитовым ядром. Однако и здесь в отдельных

участках, на контакте с интрузиями, руды подверглись метаморфизму и превращены в слоистые кварц-магнетитовые руды с грюнеритом и куммингтонитом.

### Метаморфогенные месторождения марганца

Важное значение имеют первично-осадочные и вулканогенно-осадочные, в дальнейшем метаморфизованные месторождения марганца. В отличие от железорудных месторождений, наиболее высокие концентрации марганца здесь связаны с зоной окисления этих месторождений (марганцевая шляпа), однако иногда эксплуатируются и рудные тела в зоне первичных руд.

При метаморфизме первичные окислы марганца (псиломелан, манганин) переходят в гаусманит и браунит, а при более сильном метаморфизме — в родонит, марганцовистые гранаты, марганцовую роговую обманку, марганцевый эпидот, марганцевый диопсид и т. д.

При метаморфизме карбонатных руд происходит перекристаллизация их в кристаллические карбонаты с образованием тесно сросшихся с ними силикатов марганца за счет первоначально содержащегося в них опала. К числу месторождений такого типа относится Усинское месторождение силикатно-карбонатных руд в Западной Сибири.

С процессами метаморфизма связано образование жил альпийского типа, широко распространенных в метаморфизованных месторождениях марганца.

По степени метаморфизма можно выделить два типа метаморфогенных месторождений марганца. К первому относятся месторождения нижнепалеозойского и протерозойского возраста и, в частности Карсакпайская и Атасуйская группы в Центральном Казахстане и Мазульское месторождение в Сибири. Ко второму — месторождения, залегающие в толщах пород архея.

В качестве примера первого типа месторождений можно привести Мазульское месторождение, залегающее в протерозойских отложениях на юге Красноярского края. Руды этого месторождения подверглись слабому метаморфизму и в настоящее время состоят из родохрозита, магнаносидерита и сидерита. Родохрозит, кроме того, слагает метаморфические прожилки, секущие вмещающие породы (Магакьян, 1961).

В качестве другого примера этого типа месторождений марганца можно привести месторождение Гриквеландвест, расположенное возле Постмасбурга в Южной Африке. Рудные тела приурочены к контакту доломитов системы Трансвааль и несогласно перекрывающих их отложений свиты Матсан позднедокембрийского или нижнепалеозойского возраста (Дю-Тойт, 1957). Первичное происхождение месторождения, вероятно, связано с процессами латеритного выветривания. Г. Шнейдерхен (1958) считает, что происхождение месторождения осадочное, и руда первоначально состояла из пиролюзита, лимонита, боксита и небольшого количества барита. На первой стадии прогressiveного метаморфизма возникли браунит и гематит,

в результате дальнейшего метаморфизма возник ситапарит  $(\text{Mn}, \text{Fe})\text{MnO}_3$ , ассоциирующийся с марганцовым диаспором, натриевым маргаритом и баритом. Вероятно, месторождения, описанные выше, метаморфизованы в условиях одной из наиболее низкотемпературных субфаций фации зеленых сланцев.

Вторая группа месторождений марганца, связанных с архейскими комплексами, имеет большое практическое значение. Сюда относятся крупные месторождения Индии. Эти месторождения связаны с двумя группами пород — гондитами и кодуритами. Наиболее важные месторождения подчинены толще архейских пород дарварской системы и залегают среди кристаллических сланцев — гондитов. Гондиты представляют собой мелкозернистую породу, состоящую из спессартина и кварца. Подчиненную роль играют родонит и марганцевый амфибол. Судя по парагенезису, гондиты являются продуктами фации зеленых сланцев или альмандин-амфиболитовой фации.

Другая группа месторождений марганца в Индии связана с кодуритами. Последние представляют собой гнейсы, состоящие из калиевого полевого шпата (40%) и спандита (граната среднего между спессартином и андрадитом, слагающего до 55% породы). Кодуриты, вероятно, относятся к гранулитовой фации регионального метаморфизма (пироксено-гранулитовая субфация).

К гондитовому типу марганцевых месторождений Индии близки метаморфизованные месторождения марганца Ганы и Бразилии.

### Метаморфогенные месторождения урана

К метаморфогенным месторождениям В. С. Домарев (1956) и В. Н. Котляр (1961) относят ураноносные и золотоносные конгломераты Витватерсранда и ураноносные конгломераты района Блайнд Ривер в Канаде.

Витватерсранд представляет собой крупнейший золоторудный район и один из наиболее крупных урановых районов мира.

Как известно, главная масса рудных тел этого района приурочена к верхнему отделу системы Витватерсранд, сложенной чередованием пластов кварцитов, конгломератов и глинистых сланцев. Оруденение локализуется в горизонтах конгломератов, называемых здесь «рифами» или «букетами», мощность которых обычно колеблется от нескольких сантиметров до 3 м. Конгломераты состоят из обломков кварца и кремнистого известняка. Форма галек разнообразная, размеры в среднем 3—5 см. Цемент конгломератов, по данным У. Либенберга (1955), состоит на 70—80% из кварца, а в остальном из серпентита, хлорита, мусковита, пирофиллита и небольшого количества акцессорных минералов: рутила, циркона, ксенотима, монацита, турмалина и граната. Кроме этих минералов, в цементе встречаются сульфиды, среди которых преобладает пирит. Ценными компонентами руды месторождения являются золото, уран (уранинит, настуран и тухолит), осмистый иридий и алмазы. Все эти минералы также распределены в цементе конгломератов, где они присутствуют в резко меняющихся количествах.

Возраст уранового оруденения Витватерсранда, по данным Д. Лоу, Г. Девидсона и др., 1850—2000 млн. лет.

Происхождению золото-уранового оруденения Витватерсранда посвящена обширная литература. Как отмечает М. М. Константинов (1960), многочисленные гипотезы в общем распадаются на две группы.

1. Магматогенно-гидротермальные гипотезы, рассматривающие руды Витватерсранда как гидротермальные образования, обязанные своим происхождением глубинному магматическому очагу.

2. Гипотезы, рассматривающие рудоносные конгломераты как образования, не имеющие связи с магматической деятельностью, возникшие в результате седиментации, диагенеза, эпигенеза и метаморфизма.

В настоящее время более обоснованной нам представляется вторая точка зрения, и не только потому, что к выводам об осадочно-метаморфическом происхождении руд пришло большинство геологов, в течение многих лет изучавших Витватерсранд (Либенберг, Рамдор, Байн, Шарп и др.), но прежде всего в связи с тем, что эти исследователи приводят убедительные доказательства подобного генезиса руд. ☐ Как указывает М. М. Константинов (1960), против гидротермальной гипотезы происхождения руд Витватерсранда выдвигаются следующие аргументы:

1) отсутствие во всем районе каких-либо интрузий, с которыми можно было бы связывать гидротермальные растворы;

2) большая мощность свит, содержащих рудные горизонты (более 8000 м), исключающая возможность проникновения сквозь них магматогенных гидротермальных растворов с сохранением постоянной температуры, состава и т. д.;

3) четкая приуроченность оруденения к определенным стратиграфическим горизонтам;

4) закономерное подчинение концентрации рудного вещества установленным циклам седиментации.

В пользу первично-осадочного происхождения руд Витватерсранда приводятся и многие другие доводы и, в частности, установленные П. Рамдором доказательства метаморфизма этих руд.

Рудное поле Блайнд-Ривер расположено в Канаде к северу от оз. Гурон. Рудоносная толща приурочена к основанию гуронских (нижнепротерозойских) отложений, залегающих на размытых породах архейского возраста. Состоит она из чередования конгломератов и кварцитов. Рудоносными являются главным образом пласти конгломератов, в среднем имеющие мощность 2—4 м и встречающиеся в разных горизонтах рудоносной толщи.

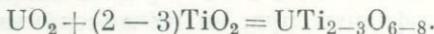
Наиболее распространенными рудными минералами продуктивных конгломератов являются пирит, гематит, монацит, циркон, браннерит и уранинит. Реже встречаются сfen, анатаз, рутил, хромит, эпидот, слюда, амфибол, апатит, кассiterит, флюорит, барит, сульфиды и золото.

Состав минералов характерен для россыпных месторождений, а их окатанная форма, как подчеркивает М. М. Константинов, не

оставляет сомнений в обломочном происхождении большинства минералов. Эти обстоятельства, а также четкая приуроченность рудных концентраций к определенному стратиграфическому горизонту и полное отсутствие интрузий, с которыми можно было бы связать оруденение, вероятно, указывают на первично-осадочное происхождение руд месторождения Блайнд-Ривер.

После своего образования руды претерпели некоторый сравнительно слабый метаморфизм, который обусловил возникновение части сульфидов и, как полагает П. Рамдор (1957), браннерита. По мнению этого исследователя, браннерит представляет собой минеральное новообразование, возникшее при метаморфизме, в результате замещения рутила и урановой смоляной руды.

Образование браннерита по Рамдору происходит согласно реакции:



Эта реакция происходит, когда зерна уранинита контактируют с рутилом, развивающимся по ильмениту. Решающими факторами для полноты прохождения реакции могут быть различия в составе циркулирующих растворов или разница в температурах.

В. С. Домарев к метаморфенным месторождениям урана относит также урановые месторождения меднорудного пояса Катанги и Замбии, однако здесь процессы метаморфизма не подвергались специальному изучению, а происхождение урановых руд является дискуссионным.

### Метаморфизованные сульфидные месторождения

Вопрос о метаморфизме сульфидных месторождений является одним из наиболее сложных и дискуссионных в учении о полезных ископаемых. Это обусловлено прежде всего тем, что большинство сульфидных месторождений имеет гидротермальное происхождение и образовалось при температурах от 100 до 400° и давлении до 2000 atm. Иногда при последующем метаморфизме эти месторождения оказываются в условиях, близких к первоначальным температурам и давлениям. При этом часто не происходит резкого изменения состава, структур и текстур руд. В этом и заключается существенное отличие в преобразовании руд и горных пород при метаморфизме. Горные породы, как правило, образуются в условиях, существенно отличных от тех, в которых они находятся при метаморфизме и поэтому признаки метаморфизма в них обнаруживаются несравненно легче. Что касается признаков метаморфизма сульфидных руд, то они требуют чрезвычайно внимательных и тонких исследований.

Несмотря на эти трудности, в настоящее время уже имеются данные, доказывающие, что процессам метаморфизма подвергались руды ряда серноколчеданных и медноколчеданных месторождений, медистые песчаники, руды некоторых полиметаллических месторождений, а также древние россыпи. Исследователи, изучавшие эти месторождения, приводят ряд признаков, по которым можно

судить о характере и интенсивности процессов метаморфизма. Среди советских исследователей, работавших в области изучения преобразований сульфидных руд при процессах метаморфизма, следует упомянуть прежде всего А. Н. Заварицкого (1943, 1950), В. С. Домарева (1949, 1956, 1959) и Т. Н. Шадлун (1947, 1950, 1954). Из зарубежных ученых много внимания этой проблеме уделил П. Рамдор (1928, 1957).

Есть основания предполагать, что в действительности перечень типов сульфидных месторождений, подвергшихся процессам последующего метаморфизма, в дальнейшем существенно увеличится.

Проведенные исследования позволили установить некоторые отличительные признаки, характерные для метаморфизованных сульфидных месторождений.

**Минеральный состав руд.** В общем виде ни отдельные минералы сульфидных руд, ни их минеральные ассоциации не являются бесспорным доказательством того, что данные руды подверглись процессам метаморфизма. Большинство минералов сульфидных месторождений может образовываться в различных условиях температуры и давлений, и если в условиях метаморфизма происходит «растворение» отдельных минералов, например, халькопирита и галенита, то оно приводит лишь к их некоторому пространственному перемещению, разубоживанию одних и обогащению других участков рудных тел.

Однако несмотря на это, все же есть некоторые минералогические признаки, свидетельствующие о том, что руды подверглись процессам метаморфизма. Среди них прежде всего следует отметить отсутствие в метаморфизованных рудах таких минералов, как мельниковит, марказит и вюртцит. Эти минералы, как известно, иногда образуются при формировании гидротермальных сульфидных руд, если в образовании последних принимали участие коллоиды. Впоследствии мельниковит и марказит переходят в пирит, а вюртцит — в сфалерит (Т. Н. Шадлун указывает, что марказит переходит в пирит при температуре 250—300°). Однако отсутствие в сульфидных рудах мельниковита и марказита при наличии пирита еще не является убедительным доводом в пользу принадлежности изучаемых руд к метаморфизованным, так как мельниковит и марказит далеко не всегда возникают при гидротермальных процессах (чаще сульфид железа сразу образуется в виде пирита). Кроме того, мельниковит и марказит довольно часто превращаются в пирит в процессе старения гелей (без участия процессов метаморфизма) под воздействием тепла, сохранившегося на участке месторождения после образования руды в течение длительного времени.

Другим минералогическим признаком метаморфизованных месторождений, вероятно, является морфология кристаллов пирита. А. Н. Заварицкий (1950) указывает, что кристаллы пирита из слабометаморфизованных колчеданных месторождений Урала после травления обнаруживают тонкие зоны роста. Однако зональность в большинстве случаев исчезает при позднейшей перекристаллизации.

В центральных частях кубиков пирита, вкрапленных в боковые породы, а также в пиритовых зернах из метаморфизованных колчеданных залежей встречаются ядра с очертаниями пентагональных додекаэдров, обнаруживающие заметную зональность. Эти пентагональные додекаэдры, как полагает А. Н. Заварицкий, по-видимому, являются кристаллами, образовавшимися при других условиях, чем кубики, представляющие последнюю стадию образования кристаллов. Возможно, что эти кубические кристаллы росли при новых условиях во время метаморфизма, когда первоначальные пентагональные додекаэдры превращались в кубы. А. Н. Заварицкий обращает внимание на то, что в наиболее сильно метаморфизованных колчеданных месторождениях Урала кристаллы пирита встречаются только в виде кубов, а в практически неметаморфизованных медноколчеданных месторождениях Малого Кавказа гораздо более распространены пентагональные додекаэдры.

Любопытно отметить, что, по данным В. Эммонса (1909), на месторождении Блю-Хилл пирит, подвергшийся метаморфизму, также кристаллизуется преимущественно в форме кубов или октаэдров, а не в пентагональных додекаэдрах.

Т. Н. Шадлун (1954) для метаморфизованных колчеданных месторождений считает весьма характерным внутреннее строение зерен пирита, выражющееся в наличии зонального или раздробленного ядра и не зональных и не содержащих трещин, но сильно разъединенных «кайм».

В. С. Домарев (1956) указывает, что в отдельных частных случаях о метаморфизме сульфидных руд могут говорить количественные соотношения минералов. Так, например, преобладание халькопирита над халькозином или халькозина над халькопиритом в медистых песчаниках, при наличии признаков их переотложения, до некоторой степени может свидетельствовать о степени метаморфизма руд.

Структуры и текстуры руд. Структуры и текстуры по сравнению с минералогическим составом являются более надежными признаками метаморфизма сульфидных руд. Т. Н. Шадлун (1954) считает, что для метаморфизованных колчеданных месторождений характерны гнейсовидные и полосчатые текстуры и особенно ориентированные структуры в пиритовых агрегатах и их следы в агрегатах сфалерита и халькопирита. При метаморфизме колчеданных руд агрегаты пирита подвергаются разлинованию и разваливанию, а агрегаты сфалерита, халькопирита и галенита — пластическим деформациям; они сначала претерпевают пластическое течение, а затем полностью перекристаллизовываются и утрачивают ориентированные структуры.

По мнению Т. Н. Шадлун, происхождение полосчатости в колчеданных рудах следует объяснить так же, как и в горных породах; в отдельных полосках подобных руд структуры сфалерита и халькопирита являются гранобластическими.

Однако не всегда полосчатые руды являются признаком метаморфизма. Так, например, изучение руд Березовского и Белоусовского

месторождений, расположенных на Рудном Алтае, показало, что полосчатые руды, вероятно, имеют другое происхождение. М. С. Безсмертная и С. А. Горжевская, производившие исследование руд этих месторождений, пришли к выводу, что здесь полосчатые текстуры являются реликтовыми, унаследованными от вмещающих пород. В этих месторождениях руды метасоматически замещают пачку пород, представленную тонким чередованием углисто-глинистых, глинистых и известковистых сланцев. Рисунок полосчатости руд повторяет слоистость вмещающих сланцев. В Березовском месторождении в сланцах преобладает линейно-полосчатая сланцеватость и руды характеризуются линейно-полосчатой текстурой; на Белоусовском месторождении в сланцах широко развита тонкая плойчатость, соответственно с этим здесь развиты плойчато-полосчатые текстуры руд.

Отсутствие колломорфных, метаколлойдных и крустикационных образований также является характерной особенностью метаморфизованных сульфидных руд.

Форма рудных тел. А. Н. Заварицкий (1950) обратил внимание на возможное изменение формы рудных тел колчеданных месторождений при процессах метаморфизма. На Урале рудные тела колчеданных месторождений, залегающие среди пород, не подвергшихся процессам метаморфизма, обладают сложной, иногда близкой к изометричной форме. Наряду с этим рудные тела колчеданных месторождений, залегающих в зеленокаменных породах и сланцах, имеют сильно уплощенную линзовидную и даже жилообразную форму с размерами, по простиранию и падению в десятки и сотни раз превышающими мощности. Характерной особенностью метаморфизованных колчеданных рудных тел А. Н. Заварицкий считает вклинивание тел между слоями сланцев и раздвигание ими плоскостей сланцеватости. Эту особенность рудных тел он рассматривает как доказательство различной податливости руды и вмещающих пород действию давления, вследствие которой сланцеватые породы обжимались вокруг прочных рудных масс при давлении извне.

Однако изменение формы рудных тел при метаморфизме, вероятно, все же следует считать частным случаем, характерным далеко не для всех типов метаморфизованных сульфидных месторождений. Так, В. С. Домарев (1956) отмечает, что при метаморфизме месторождений медистых песчаников рудные тела в значительной степени сохраняют первичные формы, возникшие при образовании и диагенезе осадка, и более или менее крупные залежи являются пластообразными. Мелкие оруденелые участки имеют форму гнезд и линз, ограниченных, однако, в своем распространении определенными горизонтами, за пределы которых они не выходят.

Тени давления и жилы альпийского типа. Одним из признаков метаморфизованных месторождений являются так называемые тени давления. Уже давно подмечено, что в метаморфических породах, содержащих вкрапленность кристаллов пирита, на двух противоположных гранях этих кристаллов появляются

«венчики», или «хвосты», состоящие из хлорита или серицита и кварца. Эти же минералы нарастают на гранях кристаллов пирита параллельно направлению сланцеватости.

Близкие образования обнаружила Т. Н. Шадлун (1950) в метаморфизованных рудах колчеданных месторождений Среднего Урала. Здесь на гранях некоторых кристаллов пирита также наблюдаются своеобразные «хвосты», сложенные халькопиритом или галенитом. По мнению Т. Н. Шадлун, подобные образования возникли при процессах метаморфизма и обусловлены переотложением халькопирита и галенита под влиянием стресса.

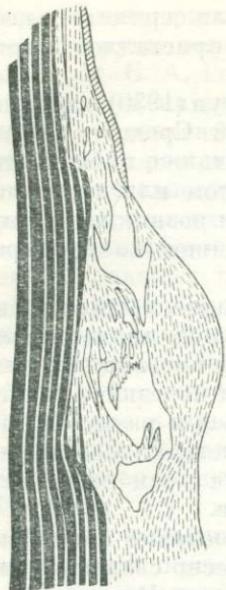
Не менее важным доказательством метаморфизма месторождений полезных ископаемых, и в частности сульфидных руд, является наличие жил альпийского типа. Форма их обычно линзовидная, часто неправильная, границы с вмещающими породами нерезкие. Размеры жил колеблются от микроскопических до 1—1,5 м в раздувах, протяженность их достигает нескольких десятков метров. Состав жил зависит от состава вмещающих пород, но вместе с тем часто отличается количественным соотношением минералов.

Т. Н. Шадлун (1954) подчеркивает, что образование альпийских жилок на колчеданных месторождениях Урала тесно связано с явлениями переотложения вещества при метаморфизме. В удалении от рудных залежей жилки состоят из минералов зеленых сланцев, а вблизи них часто содержат сульфиды — особенно наиболее подвижный халькопирит, реже сфалерит. Для альпийских жилок этих месторождений характерны более крупные размеры кристаллов по сравнению с минералами вмещающих пород и руд. Жилки приурочены к трещинам разрыва и иногда сложены преимущественно сульфидами (халькопиритом, галенитом, сфалеритом, иногда теннантитом), а из жильных минералов присутствуют кварц и барит. Альпийские жилки часто приурочены к поперечным трещинам, а неправильные выделения кварца весьма распространены в сульфидных залежах и окружающих их метаморфических сланцах (рис. 37, 38).

В. С. Домарев (1956) приводит подробное описание жил альпийского типа (секреционных) для многих месторождений медистых песчаников. Он также считает, что эти образования имеют метаморфическое происхождение.

Анализируя состав альпийских жил, В. С. Домарев приходит к выводу о том, что они содержат многие сульфиды из числа слагающих рудные тела (рис. 39). Вместе с тем он считает, что, вероятно, существуют и минералы, особо характерные для альпийских жил. К этим минералам относятся брукит, гематит, ришидолит (из хлоритов) и анкерит (среди карбонатов).

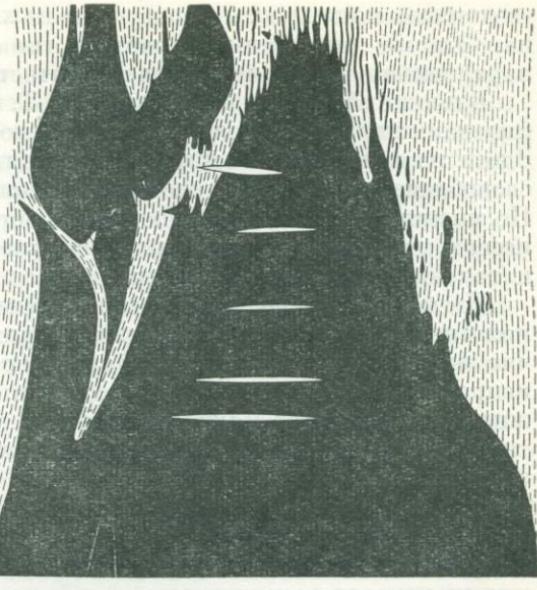
Геологическая обстановка месторождений. Как подчеркивает В. С. Домарев (1950), для метаморфогенных месторождений обычным условием нахождения является метаморфизм вмещающей толщи, в основном определяющий и степень метаморфизованности руд. Руды и вмещающие их породы в этом случае представляют собой единое целое не только в отношении



1 2 3

Рис. 37. Неправильные выделения кварца в околодрудных сланцах месторождения им. III Интернационала (по В. С. Домареву)

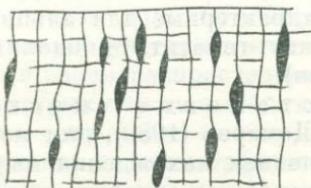
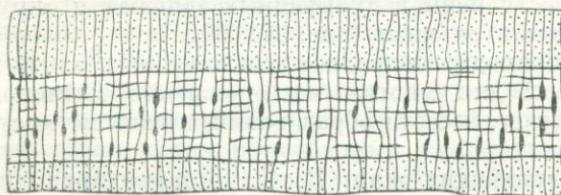
1 — руда; 2 — серпентитовые сланцы; 3 — кварц



1 2 3

Рис. 38. Секущие жилки кварца в колчеданной залежи месторождения им. III Интернационала (по В. С. Домареву)

1 — колчеданная руда; 2 — сланцы; 3 — жилки кварца



1 2 3 4

Рис. 39. Схема распределения миндалин халькопирита в меденосном пласте толщи медистых песчаников Мангышлака. Внизу деталь ориентировки миндалин (по В. С. Домареву)

1 — песчаники; 2 — пелитолиты; 3 — трещины кливажа; 4 — миндалины халькопирита

общности минеральных фаций, но также и в отношении сходства их минерального и химического состава. Однако в связи с тем что сульфиды более чувствительны к воздействию агентов метаморфизма по сравнению с силикатами, рудные залежи могут претерпеть некоторую перекристаллизацию и слабый метаморфизм даже в тех случаях, когда вмещающие породы оказываются слабо измененными.

Хотя некоторые минеральные новообразования метаморфогенных сульфидных месторождений, возникшие при метаморфизме (в частности, альпийские жилы), и контролируются разрывными нарушениями, однако эти нарушения обычно представлены сравнительно мелкими трещинами.

Важным отличием неметаморфизованных и метаморфизованных гидротермальных месторождений, по мнению В. С. Домарева, является степень проявления и развития околоврудных изменений. Так как гидротермальные растворы, поступающие из магматического очага, не находятся в равновесии с вмещающими породами, между теми и другими возникают химические реакции, которые приводят к образованию измененных пород.

Для формирования метаморфогенных месторождений процессы изменения вмещающих пород не характерны и проявляются в очень небольшой степени. Более того, метаморфические преобразования часто затушевывают околоврудноизмененные породы, возникшие при первоначальном образовании гидротермальных месторождений, как это можно наблюдать в пределах колчеданных месторождений Среднего Урала.

Все основные отличия сульфидных неметаморфизованных месторождений гидротермального происхождения от метаморфизованных месторождений, состав и структура которых несут признаки преобладавшего метаморфического происхождения, даны в табл. 18.

Следует отметить, что процессам метаморфизма могут подвергаться и месторождения сульфидных руд осадочного происхождения. При этом метаморфические преобразования в них, вероятно, могут быть проявлены гораздо более резко, поскольку первоначально месторождения возникали в условиях земной поверхности. Для подобных месторождений, по мнению П. Рамдора (1950), преобразования, сходные с метаморфизмом, могут происходить даже при диагенезе, под влиянием нагрузки вышележащих пород.

Существенное значение для познания тех процессов, которые испытывали сульфидные руды при метаморфизме, имеют экспериментальные исследования С. Н. Иванова (1941), А. А. Филимоновой (1949), Н. И. Хитарова (1953), Т. Н. Шадлун (1954) и др.

Несмотря на то что эти исследования недостаточно полно воспроизводят природную обстановку, они все же убедительно свидетельствуют о возможности преобразования минералогического состава, структур и текстур сульфидных руд в условиях повышенных давлений и температур.

Экспериментальные исследования Н. И. Хитарова (1953) указывают на некоторое перемещение рудных компонентов в условиях

Таблица 18

Признаки различия гидротермальных неметаморфизованных и метаморфизованных месторождений сульфидных руд  
(по В. С. Домареву)

Неметаморфизованные месторождения	Метаморфизованные месторождения
Минералогический состав руд отличается от состава вмещающих пород	Минералогический состав руд в качественном отношении близок к составу вмещающих пород
В рудах иногда встречаются мельникит, марказит и вюрцит. Пирит бывает в виде кристаллов пентагондодекаэдрической формы	Мельникит, марказит и вюрцит в рудах отсутствуют. Новообразования пирита представлены кристаллами либо кубического габитуса, либо зональным пиритом с зональным или раздробленным ядром и разъединенной каймой
Структуры и текстуры руд весьма разнообразны. Иногда распространены колломорфные и крустикационные текстуры	Преобладающим распространением пользуются полосчатые текстуры и структуры перекристаллизации. Колломорфные и крустикационные текстуры отсутствуют.
«Тени давления» и жилы альпийского типа отсутствуют	Характерны «тени давления» для вмещающих пород и руд. Жилы альпийского типа распространены широко
Рудные тела могут залегать в различных породах	Рудные тела приурочены к метаморфическим породам
Руды образуются как метасоматически, так и путем выполнения пустот	Руды переотлагаются главным образом метасоматическим путем. Выполнение пустот играет резко подчиненную роль
Рудные тела контролируются различными структурами и часто крупными разрывами и трещинами последних стадий развития структуры рудного поля	Новообразованные рудные тела контролируются главным образом складчатыми структурами и связанный с ними мелкой трещиноватостью.
Оруденение сопровождается околоврудными изменениями вмещающих пород	Околорудные изменения при метаморфизме руд не возникают, а ранее возникшие маскируются последующим метаморфизмом

повышенных температур и давлений. Н. И. Хитаров на основании проделанных опытов пришел к заключению о возможности зарождения металлоносных термальных растворов за счет запаса влаги в самой горной породе, при поступлении извне только тепла.

*Фации метаморфизма руд сульфидных месторождений*

Рудные тела метаморфизованных сульфидных месторождений, расположенные в разных регионах, могут относиться к весьма различным фациям метаморфизма. Ниже рассмотрены лишь те объекты,

где более или менее установлено, что процессы регионального метаморфизма происходили после отложения руд и, следовательно, руды и вмещающие их породы относятся к одной и той же фации метаморфизма. К сожалению, в настоящее время еще очень мало изучены признаки, по которым можно судить о степени (ступени) метаморфизма сульфидных руд и в связи с этим эту ступень следует определять главным образом по фации метаморфизма вмещающих пород, а также по некоторым соображениям о температуре реакций, сопровождавших метаморфизм руд.

К цеолитовой фации регионального метаморфизма принадлежат, вероятно, очень многие сульфидные месторождения. В качестве примера можно привести сравнительно хорошо изученное месторождение Раммельсберг (ФРГ). Руды этого месторождения слагают плитообразной формы тела, залегающие согласно с вмещающими их сланцами среднедевонского возраста. Они содержат пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, барит и кальцит; под микроскопом выявлены также марказит, блеклая руда, пирротин, магнетит, буланжерит, бурнонит и другие минералы. Месторождение Раммельсберг, тщательно изученное и описанное П. Рамдором (1928, 1950 и др.), имеет сложный экзогляационно-осадочный генезис. Руды, вероятно, имели первично коллоидное происхождение, так как главную роль играют колломорфные структуры и текстуры; лишь сфалерит и халькопирит местами встречаются в виде хорошо образованных кристаллов. В ходе варисцийского тектогенеза рудные тела вместе с вмещающими породами подверглись складчатости и метаморфизму. Развальцованные руды обнаруживают ориентированную текстуру, обусловленную параллельным расположением рудных и жильных минералов, а также распределением фигур раздавливания и разваливания первоначально рыхлого пиритового агрегата и будинажа его твердых кристаллов. Мягкие руды теряют при этом почти все признаки исходной структуры и перекристаллизовываются в мелкозернистые. Первичные структуры (скорлуповатые, почковидные, ритмичные) сохраняются лишь в тенях давления крупных вкрашенников пирита. В процессе деформации пирит подвергается интенсивному растрескиванию. Эти трещины иногда заполняются пластичными минералами (галенитом, реже халькопиритом, кальцитом и бурнонитом). Однако перемещение большей частью происходит лишь на самых коротких расстояниях. Температура циркулирующих водных растворов, судя по новообразованию валлерита, была около 225°C. Вода, по мнению П. Рамдора, была мобилизована из вмещающих глинистых сланцев и обусловила псевдогидротермальные процессы и образование жилок альпийского типа. Последние выполняются ассоциациями минералов, сходными с составом вмещающих пород. Судя по весьма слабому изменению вмещающих глинистых сланцев (новообразования представлены серицитом, углистым веществом и кварцем) и вероятной температуре растворов, месторождение Раммельсберг подверглось метаморфизму в условиях цеолитовой фации. Возможно, что в условиях этой же фации претерпели

метаморфизм некоторые слабо метаморфизованные колчеданные месторождения Урала (например, месторождение Учалы).

К кварц-альбито-мусковито-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев регионального метаморфизма относится месторождение золотоносных конгломератов Витватерсранд, а также большая часть колчеданных месторождений Среднего Урала и, в частности, месторождения им. III Интернационала, Кабанское и др.

По мнению большинства исследователей, месторождение Витватерсранд представляет собой ископаемую россыпь верхнеархейского или нижнепротерозойского возраста. После образования пластаrudосодержащих конгломератов последние были перекрыты толщей отложений, мощность которых, по мнению П. Рамдора (1950), составляла 10 000—15 000 м. Это, вероятно, привело к разогреванию пород более чем до 200° и образованию псевдогидротерм. В более поздний геологический период вмещающие породы были прорваны мощными жилами долеритов. П. Рамдор указывает, что в контакте с жилами долеритов глинистые породы местами расплывались с образованием «псевдогранофиров». С этим периодом связано вторичное возникновение гидротермальных условий, но уже в обстановке высоких температур. П. Рамдор считает, что с долеритами было привнесено много серы. Сера, вступая в реакцию с магнетитом, ильменитом и другими минералами «черного песка», превращала последний в агрегат пирита и рутила или пирита и анатаза. Среднее перемещение при этом железа и титана едва ли превышало 1 мм. Температура минералообразования, по мнению П. Рамдора, была более 300°. Эти растворы привели к образованию халькопирита с пластинчатым кубанитом, пирротина с пентландитом, а также к перегруппировке вещества первичных золотых россыпей. Температура процесса метаморфизма наряду с характером метаморфизма глинистых сланцев, вмещающих пластины конгломератов (появление серицита, графита и хлорита) позволяет предполагать, что метаморфизм месторождения Витватерсранд происходил в условиях кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев.

Изучая вмещающие породы месторождения им. III Интернационала, В. П. Логинов и В. А. Заварицкий (1950) установили, что наиболее высокотемпературная ассоциация минералов регионального метаморфизма представлена актинолит-стильпномелан-эпидотом, т. е. ассоциацией, также характерной для кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации. Сходные минеральные ассоциации развиты в пределах Кабанской группы месторождений, а также на большинстве колчеданных месторождений Среднего Урала.

К кварц-альбит-биотит-эпидотовой субфации фации зеленых сланцев, возможно, относится медноколчеданное месторождение Джером (Юнайтед-Верде) (Шнейдерхен, 1958). Рудные тела этого месторождения залегают среди биотитовых и серицит-хлоритовых сланцев, образовавшихся за счет метаморфизма липаритов докембрийского возраста. Возможно, что к этой же субфации относятся и некоторые наиболее интенсивно метаморфизованные колчеданные месторождения.

ния Среднего Урала, во вмещающих породах которых в составе минеральных новообразований появляется биотит. В частности, к этой субфации можно отнести месторождения Карабаш и Дегтярское.

К кварц-альбит-эпидот-альмандиновой субфации фации зеленых сланцев, возможно, относится полиметаллическое месторождение Сулливан (Канада). Вмещающие рудное тело породы, первоначально представленные артиллитами и алевролитами, вероятно, протерозойского возраста метаморфизованы и местами превращены в гранат-биотитовые породы, содержащие также турмалин, сфен, хлорит, клиноцизит (Свансон, 1948). Любопытно отметить, что к числу основных сульфидов здесь наряду с пиритом относится также и пирротин, что не характерно для руд упомянутых выше месторождений.

Количество сульфидных месторождений, метаморфизованных в условиях альмандин-амфиболитовой фации регионального метаморфизма, несравненно меньше, чем в цеолитовой фации и фации зеленых сланцев.

К этой фации, вероятно, можно отнести медноколчеданное месторождение Дактоун в Аппалачах (США). Рудные тела месторождения залегают в кристаллических сланцах и кварцитах кембрийского (?) возраста. Вмещающие породы превращены в гранатовые и ставролитовые кристаллические сланцы, содержащие роговую обманку, авгит, актинолит, антофиллит, биотит, эпидот и др. В рудных телах наряду с пиритом ведущую роль играет пирротин (Шнейдерхен, 1958).

К этой же фации метаморфизма, возможно, относится золотоколчеданное месторождение Хомстейк в Южной Дакоте (США). Вмещают рудные тела докембрийские породы, толща которых состоит из доломитов, кристаллических сланцев и кварцитов. В результате метаморфизма образовались гранат, куммингтонит, железистый хлорит, слюда, анкерит, сидерит и кальцит. В составе сульфидов большую роль играет пирротин (Шнейдерхен, 1958).

К альмандин-амфиболитовой фации регионального метаморфизма, видимо, относится крупнейшее в мире полиметаллическое месторождение Брокен-Хилл (Австралия). Оно залегает среди высокометаморфизованных пород архейского возраста, представленных кристаллическими сланцами и гнейсами, кварцитами и большим количеством основных и кислых магматических пород, большей части которых приписывается метасоматическое происхождение. Руда представляет собой гранат-магнетитовые кварциты, содержащие силлиманит, роговую обманку, ортоклаз, апатит, родонит, шпинель, марганцовый геденбергит, кальцит, флюорит. Главными рудными минералами являются галенит, сфалерит, блеклая руда, пирротин, халькопирит, арсенопирит. По мнению П. Рамдора, время образования руд совпадает с докембрийской складчатостью. Первоначальный генезис месторождения по его мнению гидротермальный — близповерхностный, о чем свидетельствует обилие марганца \*.

\* Кинг и Томсон (1953), а также В. М. Попов (1962) считают более вероятным первично-осадочное происхождение руд Брокен-Хилла.

Таблица 19

## Сравнительная характеристика фаций регионального метаморфизма пород, вмещающих сульфидные месторождения

Фации	Субфации	Наиболее характерные минеральные ассоциации			Интервал температур, °C	Примеры месторождений	Возраст пород, вмещающих месторождения
		для глинистых пород	для известковистых пород	для пород основного состава			
Цеолитовая		Лимонит-альбит-кварц (сфен-селадонит) Кварц-альбит-пумпеллиит Кварц-адуляр-пумпеллиит			200—300	Раммельсберг (ФРГ) Учалы (?) (Урал)	Докембрийский Девонский
Зеленых сланцев	Кварц-альбит-мусковит-хлоритовая	Кварц-мусковит-хлорит-альбит (эпидот-турмалин), иногда с хлоритоидом	Кальцит-тремолит-эпидот-кварц (хлорит)	Альбит-эпидот-хлорит-актинолит-сфен (стиль-иномелан кварц)	300—500	Витватерсrand (Южная Африка) Им. III Интернационала, Кабан (Урал)	Докембрийский Силурский
	Кварц-альбит-эпидот-биотитовая	Биотит-мусковит-кварц-альбит (эпидот)	Кальцит-эпидот-тремолит-кварц	Актинолит-эпидот-альбит-хлорит-сфен- (кварц-биотит)	300—500	Дегтярка (?), Карабаш (?) (Урал), Джером (США)	Силурский Докембрийский
	Кварц-альбит-эпидот-альмандиновая	Биотит-мусковит-альмандин-кварц-альбит (эпидот)	Кальцит-эпидот-тремолит-кварц	Роговая обманка-альбит-эпидот-альмандин (биотит-кварц)	300—500	Сулливан (Канада)	Докембрийский
Альмандин-амфиболовитовая	Ставролит-альмандиновая	Кварц-ставролит-альмандин-мусковит-плагиоклаз (биотит)	Кальцит-диопсид-эпидот (плагиоклаз-кварц)		550—750	Дактоун в Теннесси, Хоместейк в Южной Дакоте (США)	Кембрийский (?) Докембрийский
	Кианит-альмандин-мусковитовая	Кварц-кианит-мусковит-альмандин-плагиоклаз (биотит)			550—750	?	
	Силлиманит-альмандин-мусковитовая	Кварц-силлиманит-мусковит-альмандин-плагиоклаз (биотит)			550—750	?	
	Силлиманит-альмандин-ортоклазовая	Кварц-силлиманит-альмандин-ортоклаз (плагиоклаз-биотит)	Анортит-диопсид-гранат-кварц	Роговая обманка-плагиоклаз (диопсид-кварц)	550—750	Брокен-Хилл (Австралия)	Докембрийский
Гранулитовая	Роговообманково-гранулитовая	Кварц-силлиманит-мусковит-альмандин-плагиоклаз (биотит)	Анdezин-клиноцизит	Плагиоклаз-роговая обманка-диопсид	700—800	Эндогенные рудные месторождения неизвестны	
	Пироксен-гранулитовая	Кварц-пертит-гранат (плагиоклаз-кианит или силлиманит) Кварц-пертит-гиперстен (гранат-плагиоклаз) Плагиоклаз-гиперстен-диопсид (кварц-ортоклаз)			700—800	То же	
Эклогитовая		Омфацит-гранат, реже кианит-энstatит-рутил					

Впоследствии, но еще в докембрии, месторождение подвергалось метаморфизму. П. Рамдор (1950) отмечает структуры, указывающие на очень высокую температуру, например у антимонита, который был расплавлен или нагрет до температуры, близкой к точке плавления (около 600°). Включения рудных минералов находятся во всех силикатах и особенно в гранате, так же как и включения граната находятся в рудных минералах. Это обстоятельство заставляет отрицать возможность эпигенетического образования месторождения по отношению к процессам метаморфизма. Об этом же говорит и абсолютный возраст руд, определенный свинцово-изотопным методом и показавший, что галенит образовался (или, может быть, был переотложен при процессах метаморфизма) приблизительно 1100 млн. лет тому назад. Таким образом, как по характеру минеральных новообразований, так и по температуре процесса месторождение Брокен-Хилл следует отнести к альмандин-амфиболитовой фации регионального метаморфизма, а учитывая наличие ортоклаза — к силлиманит-альмандин-ортоклазовой субфации.

На основании вышеизложенного материала о фациях метаморфизма сульфидных месторождений (табл. 19) можно сделать следующие выводы.

Большинство метаморфизованных сульфидных месторождений подверглось региональному метаморфизму в условиях низких степеней (цеолитовая фация и фация зеленых сланцев). Гораздо более редко встречаются сульфидные месторождения, метаморфизованные в условиях альмандин-амфиболитовой фации. Наконец, сульфидные руды, метаморфизованные в условиях гранулитовой и эклогитовой фаций регионального метаморфизма, неизвестны, что может объясняться следующими предположениями.

Так как гранулитовая фация метаморфизма характерна лишь для пород главным образом архейского возраста, то можно предположить, что в архее не было условий для первичного образования сульфидных руд. Однако наличие многочисленных сульфидных месторождений докембрийского возраста в менее метаморфизованных архейских отложениях Канады, Южной Африки и Австралии заставляет отказаться от этого варианта.

Другой возможный вывод заключается в том, что образованные в архейскую эру сульфидные руды в условиях гранулитовой фации метаморфизма уничтожались, т. е. сульфиды растворялись и уносились метаморфогенными агентами.

Как уже было выше отмечено, сульфидные месторождения, возникшие в палеозойскую эру или еще позже, подвергались метаморфизму в условиях главным образом цеолитовой фации и фации зеленых сланцев. Более интенсивному метаморфизму (альмандин-амфиболитовая фация) подвергались преимущественно месторождения, имеющие докембрийский возраст. Это обстоятельство, вероятно, указывает на какие-то иные условия регионального метаморфизма в докембрии. Однако отсюда не следует делать вывод о том, что все сульфидные месторождения докембрийского возраста метаморфизо-

ваны в условиях альмандин-амфиболитовой фации. Как видно из таблицы, докембрийские месторождения подвергались метаморфизму в условиях самых различных фаций. Следовательно, в докембрийское время уже существовали зоны, где региональный метаморфизм проявлялся с разной степенью интенсивности.

О степени (ступени) метаморфизма сульфидных руд мы можем судить главным образом по степени и характеру метаморфизма вмещающих пород. Преобразование руд при метаморфизме, в особенности в условиях альмандин-амфиболитовой фации, изучено еще очень плохо. Однако даже сейчас бросается в глаза увеличение роли пирротина среди сульфидов по мере увеличения степени метаморфизма. В большинстве сравнительно слабо метаморфизованных колчеданных и полиметаллических месторождений, среди сульфидов железа, пирротин играет резко подчиненную роль, уступая главную роль пириту; по мере возрастания ступени метаморфизма руд значение пирротина увеличивается, и в наиболее глубоко метаморфизованных месторождениях (Брокен-Хилл) он занимает уже абсолютно господствующее среди сульфидов железа положение.

Отличительным признаком слабо и интенсивно метаморфизованных месторождений в какой-то степени является форма рудных тел. В общем случае степень смятия вмещающих пород и, следовательно, конфигурация складок и рудных тел усложняется параллельно с увеличением ступени метаморфизма вмещающих пород. Хорошим примером подобной связи является месторождение Брокен-Хилл.

Таким образом, одним из важнейших вопросов, которые рассматривает металлогения в области метаморфогенных месторождений, является проблема влияния степени метаморфизма на характер и условия существования месторождений полезных ископаемых, возникших до процессов метаморфизма. Следует полагать, что возникшие до процессов метаморфизма руды могут быть не только преобразованы, но и полностью уничтожены этими процессами. При этом различные полезные ископаемые проявляют разную чувствительность к метаморфизму; одни испытывают резкие изменения и могут быть уничтожены в условиях относительно слабого метаморфизма — фации зеленых сланцев (сюда, по-видимому, относятся месторождения самородной серы, гипса, глауконита, битумов и т. д.). Другие, например сульфидные руды, иногда сохраняются в условиях средних ступеней метаморфизма (альмандин-амфиболитовая фация), хотя и подвергаются существенным преобразованиям. В условиях высоких ступеней метаморфизма (гранулитовая и эклогитовая фации), вероятно, могут сохраниться лишь наименее подвижные компоненты и в частности месторождения титановых руд.

### 3. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В процессе регионального метаморфизма, в условиях высоких температур и давлений, иногда возникают скопления новых минералов, часто представляющие практический интерес. Так, в связи

с процессами метаморфизма возникают значительные месторождения титановых руд, корунда и наждака, глиноземистого сырья (кианита и силлиманиита), графита, а также месторождения пьезооптического сырья, связанные с жилами альпийского типа. Кроме того, при процессах метаморфизма возникают такие породы, как кровельные сланцы, мраморы и кварциты, широко применяющиеся в качестве строительного и декоративного материала.

При интенсивном метаморфизме глинистых пород, содержащих титан, путем собирательной кристаллизации происходит образование рутила, а иногда и ильменита. При повышенном содержании в глинистых породах титана образуются промышленные месторождения титановых руд, залегающие в кристаллических сланцах.

Месторождения титана могут также возникать при метаморфизме интрузивных и эфузивных пород, главным образом основного состава, содержащих повышенные концентрации титана, в процессе перекристаллизации этих пород и превращения их в кристаллические сланцы. И. А. Ефимов (1961) подчеркивает, что для образования метаморфических месторождений рутила из магматических пород наиболее благоприятными являются термодинамические условия, соответствующие гранулитовой и эклогитовой фациям метаморфизма. Для образования месторождений рутила из высокоглиноземистых железистых пород благоприятными фациями являются альмандин-амфиболитовая, гранулитовая и эклогитовая.

Для образования метаморфических месторождений ильменита наиболее благоприятна альмандин-амфиболитовая фация. Скопления сфена могут встречаться как в альмандин-амфиболитовой фации, так и в фации зеленых сланцев.

По данным И. А. Ефимова, большинство метаморфических месторождений титана приурочено к породам докембрийского возраста. Наиболее благоприятная обстановка для поисков метаморфических месторождений рутила связана с распространением пород гранулитовой и эклогитовой фаций. В пределах областей развития альмандин-амфиболитовой фации могут существовать комплексные ильменит-рутиловые месторождения.

Характерной, сравнительно легко бросающейся в глаза особенностью месторождений рутила, приуроченных к древним толщам высокоглиноземистых осадков, является распространение жил альпийского типа с рутилом и кварцем.

В качестве примера месторождений титана, возникших при метаморфизме магматических пород основного состава, в условиях альмандин-амфиболитовой фации метаморфизма, следует упомянуть месторождение Ричланд Кове из округа Харфорд в США. Рудные тела этого месторождения залегают среди амфиболитов, впоследствии превращенных в хлоритовые сланцы. Среди рудных минералов чаще преобладает ильменит, реже рутил.

Среди месторождений титановых руд, возникших при метаморфизме, отметим Кяхтинское рутил-силлиманитовое месторождение в Бурятской АССР и Кейвское существенно кианитовое с рутилом и

ильменитом месторождение (Кольский полуостров). Оба эти месторождения вероятно возникли в условиях альмандин-амфиболитовой фации метаморфизма.

Возможно, что Кузнецкихинское месторождение титановых руд (Средний Урал), также залегающее среди амфиболитов, относится уже к гранулитовой фации метаморфизма (Ефимов, 1961). Главным рудным минералом здесь является рутил.

К эклогитовой фации метаморфизма принадлежит Шубинское месторождение (Южный Урал), где рутил присутствует в виде равномерной вкрапленности в измененных эклогитах, состоящих из красного граната, омфацита, глаукофана, кварца и мусковита.

В качестве примера месторождения титановых руд, возникших по первичноосадочным породам в условиях гранулитовой фации метаморфизма, И. А. Ефимов (1961) приводит месторождение Буенависта (США), залегающее среди докембрийских песчаников и содержащее комплексные ильменит-рутиловые руды.

Метаморфические месторождения корундовых руд подразделяются на две группы. К первой относятся корундовые руды, залегающие в кристаллических сланцах докембрийского возраста. Это обычно слюдяные сланцы, содержащие корунд, кианит, силлиманит, биотит, мусковит, рутил, маргарит, гематит, иногда эвдиалит и турмалин.

К этой группе принадлежат, например, месторождения Пипра и округа Нонгстон (Индия), Чайныское и Джилиндинское в Южной Якутии (СССР). Все они залегают среди пород архейского возраста и возникли в условиях альмандин-амфиболитовой фации метаморфизма.

Другая группа месторождений корунда или наждака приурочена к метаморфическим породам, состоящим из чередующихся пачек мраморов и метаморфических сланцев. Последние часто представлены хлоритовыми породами. Руды этой группы месторождений состоят главным образом из хлоритоида, корунда, маргарита, пирофиллита, диаспора, рутила, гематита, каолинита, мусковита, пириита и т. д.

В качестве примера месторождений это группы следует привести месторождения восточного склона Среднего Урала: Прииртышская группа, Поздневское, Кособродское и др. К этой же группе относятся месторождения Средней Азии и в частности гор Тамды-тау, Нура-тау, Туркестанского и Алайского хребтов (Мусин, 1957). Сюда же относятся известные месторождения Греции, расположенные на островах Наксос, Самос и др.

По данным Р. А. Мусина (1957), большая часть этих месторождений возникла при метаморфизме бокситов. Состав метаморфических сланцев, чередующихся с известняками на месторождениях этой группы, а также анализ парагенетических ассоциаций корундовых руд позволяют сделать вывод о том, что месторождения корунда этой группы возникли в условиях значительно менее глубокого регионального метаморфизма по сравнению с корундовыми

месторождениями первой группы и принадлежат скорее всего к фации зеленых сланцев.

К метаморфическим образованиям относятся также некоторые типы месторождений высокоглиноземистого сырья и в частности месторождения кианита и силлиманита. В пределах Советского Союза известны два крупных месторождения с рудами, содержащими эти минералы.

Первое из них, Кейвское, расположено в восточной части Кольского полуострова. Месторождение приурочено к верхнеархейской толще слюдяно-гранатовых, ставролит-гранатовых, кианитовых, ставролит-кианитовых, плагиоклаз-ставролитовых, плагиоклаз-ставролит-кианитовых и других сланцев и кварцитов (Бельков, 1957). Кристаллические сланцы представляют собой продукт регионального метаморфизма, высокоглиноземистых осадочных пород в условиях кианит-альмандин-мусковитовой субфации альмандин-амфиболитовой фации, что хорошо подтверждается развитыми здесь минеральными ассоциациями.

Другое месторождение — Кяхтинское — располагается в пределах Западного Забайкалья. Месторождение приурочено к толще парагнейсов и кристаллических сланцев предположительно протерозойского возраста. Эта толща состоит из чередования горизонтов силлиманит-содержащих сланцев, биотитовых и роговообманковых парагнейсов (Сушон, Митрофанов, Берингилова, 1958). Силлиманитсодержащие сланцы образуют два промышленных горизонта. Они состоят из силлиманита, кварца, биотита, мусковита, плагиоклаза и калиевого полевого шпата. В сланцах повсеместно встречаются рутил, пирит и иногда циркон, кианит, гранат и ильменит. Силлиманитовые руды Кяхтинского месторождения возникли при метаморфизме высокоглиноземистых осадочных пород, вероятно, в условиях силлиманит-альмандин-ортоклазовой субфации альмандин-амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

Судя по этим хорошо изученным месторождениям, кианитовые и силлиманитовые руды локализуются среди отложений докембрийского возраста, в зонах проявления регионального метаморфизма альмандин-амфиболитовой фации.

Метаморфическое происхождение также имеют многие месторождения графита. Среди них можно выделить две группы, отличающиеся друг от друга по типу графита, возрасту и степени метаморфизма вмещающих пород. К первой группе относятся месторождения графита, залегающие в породах архейского возраста. Графит в этих месторождениях кристаллический и чешуйчатый, приурочен к пластам биотитовых, биотито-гранатовых, силлиманит-биотитовых, силлиманито-гранатовых и др. гнейсов. Он часто встречается в срастании с биотитом и обычно ассоциируется с кварцем, плагиоклазом (состава олигоклаз-андезин), гранатом, силлиманитом, ортоклазом, микроклином, роговой обманкой, мусковитом и др.

Месторождения графита метаморфического происхождения возникают при региональном метаморфизме осадочных пород, первоначально содержащих значительное количество органических остат-

ков; в условиях глубокого метаморфизма происходит местная миграция и переотложение органических остатков с образованием кристаллического и чешуйчатого графита.

Месторождения графита первой группы, судя по парагенетическим ассоциациям минералов, формируются в условиях наиболее высокотемпературных субфаций альмандиново-амфиболитовой фации (силлиманит-альмандин-ортоклазовая) или даже в обстановке гранулитовой фации метаморфизма.

В качестве примера укажем месторождения графита Украины и в частности Старокрымское, Завальевское и др., а также месторождения графита на острове Мадагаскар и в штатах Алабама и Техас в США.

Месторождения второй группы содержат плотный, тонкочешуйчатый графит (графитит). Они приурочены обычно к метаморфическим сланцам протерозойского возраста. На Украине, в частности, они связаны с верхними горизонтами Криворожской серии. Графит здесь ассоциируется с серицитом, хлоритом, куммингтонитом, магнетитом, гематитом и другими минералами и, вероятно, образовался при метаморфизме в условиях фации зеленых сланцев. К этой группе месторождений следует отнести некоторые графитовые тела Петровского месторождения в Криворожском железорудном бассейне, месторождение Квебек в Канаде, месторождения графита в Корее и т. д.

Метаморфическое происхождение имеют также латеральскрекционные образования или, как их иначе называют, жилы альпийского типа, уже упоминавшиеся выше. Практическое значение этих жил невелико. В конце прошлого и начале этого века в жилах подобного типа, широко распространенных в Альпах, добывались кристаллы горного хрусталия (пьезооптического кварца), но эти месторождения уже выработаны.

Жилы альпийского типа образуются в трещинах отрыва под воздействием вод метаморфического происхождения. А. Г. Бетехтин (1953<sub>3</sub>) объясняет механизм формирования этих жил следующим образом: «В момент раскрытия трещин в образующихся линзовидных полостях, естественно, должно было возникнуть разреженное пространство, что и могло вызвать подток метаморфизующих растворов из окружающей среды к стенкам трещин. Эти растворы должны были быть насыщены соединениями (минералами) вмещающих пород. Частичное растворение испарителя у стенок полости могло обусловить пересыщение растворов, а в связи с этим и выпадение из них минеральных веществ, вначале в виде мелкозернистых агрегатов, а в дальнейшем более грубозернистых масс и, наконец, друз крупных кристаллов» (Бетехтин, 1953).

Е. М. Лазько (1958) считает наиболее характерными следующие особенности хрусталеноносных альпийских жил, отличающие их от хрусталеноносных гидротермальных образований.

1. Зависимость химического и минерального состава альпийских жил от состава вмещающих пород.

2. Зональное строение жил, при котором ширина окологильного выщелачивания, мощность жильного выполнения и величина кристаллов определяются размерами трещин.

3. Характерный минеральный комплекс, включающий горный хрусталь, дымчатый кварц, карбонаты, эпидот, альбит, адуляр; титансодержащие минералы — рутил, анатаз, брукит и сфен; мусковит, хлорит, тальк; борсодержащие минералы — турмалин, апатит, данбурит и датолит, гематит, пренит и др.; такой минеральный комплекс с отсутствием или ничтожным содержанием металлогенных компонентов называется альпийским парагенезисом.

4. Постоянный порядок выделения минералов.

5. Формирование жил в процессе складчатости и регионального метаморфизма и приуроченность их к открытым трещинам разрыва.

6. Отсутствие непосредственной связи минералообразующих растворов с изверженными породами.

Жилы альпийского типа, по всей вероятности, возникают в различных условиях давлений и температур и характерны для самых разнообразных фаций метаморфизма. В частности, они встречаются в условиях фации зеленых сланцев, например, альпийские жилки железорудных месторождений Кривого Рога. С другой стороны И. А. Ефимов (1961) указывает на наличие альпийских жил с рутилом и кварцем в древних высокоглиноземистых толщах, подвергшихся метаморфизму в условиях гранулитовой фации.

Интересные наблюдения над связью между слюдоносностью пегматитов и степенью метаморфизма вмещающих пород в Мамском районе произвел Ю. М. Соколов (1959). Установлено, что по простиранию пластов происходит изменение степени их регионального метаморфизма. На этом основании там произведено картирование метаморфических фаций и выделен ряд зон метаморфизма, в том числе зоны дистеновых и силлиманитовых пород. По данным Ю. М. Соколова, пегматиты распространены в пределах обеих зон, но резко отличаются друг от друга по внутреннему строению и степени слюдоносности (табл. 20). Слюдообразование в пегматитах, по мнению Ю. М. Соколова, обусловлено метасоматическим действием растворов. В зоне дистеновых пород процессы метасоматоза широко распространены. Силлиманитовая зона возникла в условиях высокой температуры и сравнительно слабого развития процессов метасоматоза. Таким образом, с увеличением степени метаморфизма вмещающих пород происходит уменьшение степени перекристаллизации и степени метасоматической переработки пегматитов, что выражается в постепенном затухании слюдоносности.

Анализируя вопрос об условиях образования метаморфических месторождений и о связи их с теми или иными метаморфическими фациями (табл. 21), следует прежде всего обратить внимание на то, что подавляющая часть метаморфических месторождений залегает среди пород докембрийского возраста и возникла в архейскую или протерозойскую эру. Собственно говоря, к отложениям палеозойского возраста приурочены лишь месторождения наjdака, характе-

Таблица 20

Сравнительная характеристика пегматитов в породах разной степени  
метаморфизма в Мамском районе  
(по Ю. М. Соколову)

Зона дистеновых пород	Зона силлиманитовых пород
Пегматиты дифференцированы и имеют сложное строение (симметрично-зональные, полигональные и др.)	Пегматиты имеют простое строение (массивные, реже участками зональные)
Структурные разновидности пегматитов крупно- и гигантозернистые (блочные, пятнисто-сегрегационные и графические)	Структурные разновидности представлены аplitом и гранитом; блочные и пятнисто-сегрегационные развиты слабо
В пегматитовых жилах отчетливо выражены слюдоносные зоны с промышленными концентрациями мусковита	Слюденоносные зоны редки
Мусковит промышленных пегматитовых жил отличается высоким качеством	Мусковит низкого качества ассоциирует с магнетитом, что снижает его промышленную ценность

ризующиеся слабой степенью метаморфизма. Все остальные месторождения метаморфического происхождения имеют древний возраст. Сказанное, конечно, не означает, что в пределах отдельных структурных зон земной коры, например в зонах глубинных разломов, зонах смятия, в последокембрийское время не могли возникнуть условий, благоприятные для образования метаморфических пород и метаморфических месторождений средних и даже высоких ступеней метаморфизма, однако эти частные случаи не нарушают общей картины, и большинство пород и месторождений, возникших в условиях высоких ступеней метаморфизма, приурочены все же к складчатым зонам докембрийского возраста.

Для фации зеленых сланцев характерно в общем сравнительно небольшое количество метаморфических месторождений полезных ископаемых. Здесь, в частности, распространены месторождения наждака, а также месторождения скрытокристаллического графита, приуроченные большей частью к образованиям протерозойского возраста.

Наиболее богаты полезными ископаемыми метаморфического происхождения породы альмандин-амфиболитовой фации метаморфизма. С этими породами связаны крупные месторождения высокоглиноземистого сырья (кианита и силлиманита), корунда, титанового сырья (ильменита и рутила) и кристаллического и чешуйчатого графита. Большинство этих месторождений залегает в породах архейского возраста и лишь незначительная часть, возможно, приурочена к протерозойским отложениям (месторождение Кяхтинское в СССР и Ричланд-Кове в США). Нам представляется, что для поисков

## Фации метаморфизма и метаморфические месторождения

Фация метаморфизма	Полезные ископаемые	Примеры месторождений	Главнейшие минералы руд	Возраст вмещающих пород
Цеолитовая	—	—	—	—
Зеленых сланцев	Наждак	Прииртышское (Средний Урал), Самос (Греция), Тамдытаяу, Нура-тау (Тянь-Шань)	Корунд, хлоритоид, маргарит, часто диаспор, пирофиллит, магнетит, ильменит, рутил и др.	Палеозойский
	Графит плотнокристаллический	Петровское и др. (Украинский кристаллический массив), Квебек (Канада), Корея	Графит, серицит, хлорит, мусковит, куммингтонит, магнетит, гематит	Протерозойский
Альмандин-амфиболовая	Кианит	Кейвское (Кольский полуостров)	Кианит, ставролит, гранат, биотит, мусковит, хлорит, рутил и др.	Архейский
	Силлиманит	Кяхтинское (Забайкалье)	Силлиманит, кварц, плагиоклаз, ортоклаз, мусковит, кианит, рутил, циркон и др.	Протерозойский (?)
Гранулитовая	Корунд	Пипра и Нонгстон (Индия), Чайнитское и Джилидинское (Якутия)	Корунд, силлиманит, рутил, эвдиалит, биотит, турмалин и др.	Архейский
	Ильменит и рутил	Ричланд-Кове (США), Кяхтинское (Забайкалье)	Ильменит, хлорит, корунд, силлиманит, рутил, эвдиалит, биотит, турмалин	Протерозойский (?)
	Графит кристаллический и чешуйчатый	Старокрымское, Завальевское и др. (Украинский массив), Мадагаскар, штаты Алабама и Техас (США)	Графит, биотит, плагиоклаз, калиевый шпат, гранат, силлиманит, мусковит и др.	Архейский
Гранулитовая	Рутил	Буена-Виста (США), Кузнецкое (Урал)	Ильменит, рутил, апатит, плагиоклаз, роговая обманка	
Эклогитовая	Рутил	Шубинское (Урал)	Рутил, пироп, омфацит, глаукофан, кварц, мусковит и др.	Докембрийский (протерозойский ?)

месторождений метаморфического происхождения наиболее благоприятны территории, на которых распространены породы альмандин-амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

К гранулитовой фации метаморфизма, по данным И. А. Ефимова (1961), относятся титановые месторождения Буена-Виста (США) и Кузнецкихинское (Урал). Однако, судя по парагенетическим ассоциациям минералов, характерным для руд этих месторождений, последние, может быть, скорее относятся не к гранулитовой, а к альмандин-амфиболитовой фации метаморфизма. Не исключена возможность, что некоторые месторождения кристаллического и чешуйчатого графита, наиболее глубоко метаморфизованные, принадлежат гранулитовой фации метаморфизма.

К эклогитовой фации метаморфизма относятся некоторые месторождения титановых руд (чисто рутиловые месторождения), в которых рутил ассоциируется с пиропом и омфацитом. Месторождения других полезных ископаемых здесь не известны.

Наконец, такие образования, как альпийские жилы, кварциты, мраморы и т. д., характерны для различных фаций метаморфизма.

Таким образом, металлогения метаморфических месторождений прежде всего определяется степенью метаморфизма пород, слагающих данную рудную (минеральную) провинцию или район. Здесь решающее значение для познания закономерностей размещения и прогноза поисков месторождений полезных ископаемых играет изучение и картирование тех или иных фаций метаморфизма.

#### 4. РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Понятие о рудных или минеральных формациях применимо также и к метаморфогенным месторождениям. Однако формации руд этих месторождений изучены гораздо хуже по сравнению с магматогенными месторождениями, и специальные исследования, посвященные этому вопросу, почти не проводились.

В связи с тем что характер минеральных ассоциаций, структуры и текстуры руд этих месторождений зависят прежде всего от степени метаморфизма, которому подверглись исходные породы, в основу группировки рудных формаций здесь, видимо, должны быть положены фации метаморфизма. Это, вероятно, будет рационально не только для метаморфических месторождений, но также и для метаморфизованных месторождений, руды которых хотя и возникли до процессов метаморфизма, но в результате последних подверглись интенсивным метаморфическим преобразованиям. Определение рудной формации как ряда сходных ассоциаций минералов, возникших в близкой геологической обстановке, вполне применимо для минеральных ассоциаций метаморфогенных месторождений.

Под комплексом рудных формаций для метаморфогенных образований в дальнейшем мы будем понимать совокупность рудных формаций, возникших в условиях определенной фации метаморфизма. Интенсивные метаморфические процессы, с которыми связаны зна-

Таблица 22

## Главнейшие рудные формации метаморфогенных месторождений

Комплексы рудных формаций	Рудные формации	Генетический тип и главные виды полезных ископаемых	Примеры месторождений и районов
<b>I. Группа рудных формаций зон архейской складчатости в пределах щитов, кристаллических массивов и кристаллического основания платформ</b>			
Формации гранулитовой фации метаморфизма	Ильменит-рутиловая Спандит-полевошпатовая (кодуриты)	Метаморфический; титан Метаморфизованный; марганец	Буэна-Виста (США) Кузнецкое (Урал) Индия
Формации альмандин-амфиболитовой фации метаморфизма	Ставролит-кианитовая Полевошпат-силлиманитовая Силлиманит-корундовая Ильменитовая Графитовая (с кристаллическим и чешуйчатым графитом)	Метаморфический; глинозем Метаморфический; глинозем Метаморфический; корунд Метаморфический; титан Метаморфический; графит	Кольский полуостров Забайкалье Индия, Якутия Забайкалье, США Украина, Мадагаскар, США
	Галенит - сфалерит-пирротиновая Спессартин-кварцевая (гондиты)	Метаморфизованный; свинец и цинк Метаморфизованный; марганец	Брокен-Хилл (Австралия) Индия
<b>II. Группа рудных формаций зон протерозойской складчатости в пределах щитов, кристаллических массивов и кристаллического основания платформ</b>			
Формации альмандин-амфиболитовой фации метаморфизма	Те же рудные формации, которые характерны для альмандин-амфиболитовой фации метаморфизма зон архейской складчатости		
Формации зеленых сланцев	Графитовая (с плотно - кристаллическим графитом) Некоторые месторождения медноколчеданной формации	Метаморфический; графит Метаморфизованный; медь, золото	Украина, Канада Хоместейк, Юнейтед Верд (США)

Продолжение табл. 22

Комплексы рудных формаций	Рудные формации	Генетический тип и главные виды полезных ископаемых	Примеры месторождений и районов
Формации зеленых сланцев	Некоторые месторождения галенит-сфалерит-пирротиновой формации Некоторые месторождения древних золотоносных и урановоносных конгломератов Месторождения железистых кварцитов и джеспиллитов Некоторые месторождения метаморфогенных руд марганца	Метаморфизованный; свинец, цинк Метаморфизованный; золото, уран Метаморфизованный; железо Метаморфизованный; марганец	Сулливан, Британская Колумбия Витватерсrand (Южная Африка), Блайнд-Ривер (Канада) Кривой Рог, КМА (СССР), Верхнее озеро (США) Мазульское (СССР), Гриквеландвест (Южная Африка)

## III. Группа рудных формаций глубинных разломов

Формации эклогитовой фации метаморфизма	Рутило-пироповая	Метаморфический; титан	Урал
Формации альмандин-амфиболитовой фации метаморфизма	Половошпат-силиклатовая	Метаморфический; силлиманит	Рудный (Иртышская смятия) Алтай
	Медноколчеданная	Метаморфизованный; медь	Дактаун (США)
Формации зеленых сланцев	Графитовая (с плотно-кристаллическим графитом) Корунд-хлоритоидная	Метаморфический; графит Метаморфический; наядак	Забайкалье Урал, Греция, Средняя Азия
	Медноколчеданная	Метаморфизованный; медь, цинк, золото	Дегтярка, Карабаш, Кабанское и др. (Средний Урал)
Формации цеолитовой фации метаморфизма	Медноколчеданная Галенит-сфалерит-пиритовая	Метаморфизованный; медь, цинк Метаморфизованный; свинец, барит	Учалы (Южный Урал) Раммельсберг (ФРГ)

чительные преобразования или возникновение руд, характерны для трех типов структурно-фациальных зон: 1) областей архейской складчатости в пределах щитов и кристаллического основания платформ; 2) областей протерозойской складчатости, обычно обрамляющих зоны архейской складчатости; 3) зон глубинных разломов докембрийского, палеозойского, реже мезозойского возраста. Соответственно этим трем типам структурно-фациальных зон можно выделить и три группы рудных формаций метаморфогенных месторождений.

Среди этих трех групп наблюдаются и весьма близкие рудные формации, что объясняется тем, что некоторые фации метаморфизма характерны для всех трех типов структурно-фациальных зон. Однако каждая такая зона характеризуется специфическим комплексом метаморфических фаций, что обусловливает своеобразие ее металлогении. Так, для областей архейской складчатости наиболее характерны гранулитовая и альмандин-амфиболитовая фации метаморфизма, для зон протерозойской складчатости — альмандин-амфиболитовая и фация зеленых сланцев и для зон глубинных разломов — эклогитовая, альмандин-амфиболитовая, зеленых сланцев и цеолитовая фации метаморфизма.

Главнейшие рудные формации метаморфогенных месторождений даны в табл. 22.

## 5. К ВОПРОСУ О РЕГЕНЕРИРОВАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

В последние годы в геологической литературе обсуждалась гипотеза о широком распространении так называемых регенерированных месторождений, выдвинутая Г. Шнейдерхеном (1957<sub>1</sub>, 1957<sub>2</sub>).

Сущность представлений Г. Шнейдерхена сводится к тому, что кроме магматогенных месторождений, образованных при участии гидротермальных растворов существуют более молодые месторождения, возникшие за счет растворения рудного вещества магматогенных месторождений и последующего переноса и переотложения его в других зонах и участках земной коры.

Г. Шнейдерхен полагает, что в последдокембрийское время лишь две эпохи магматизма сопровождались оруденением — варисская эпоха для Европы и Азии и мезозойско-третичная для Америки. С варисской эпохой магматизма он связывает такие рудные районы Европы, как Чешский массив, Судеты, Рудные горы, Гарц, Тюрингенский лес, Рейнские сланцевые горы, Корнуол, Шварцвальд, Вогезы, Центральное плато Франции и месторождения Испании, Португалии, Сардинии, а также западного Марокко. К другой области развития рудных месторождений того же варисского возраста он относит Урал, Казахстан, Алтай, Минусинскую котловину, Забайкалье, Приамурье, Хинган, Верхоянье и Чукотку (т. е. большую часть рудных провинций Советского Союза), Китай, Бирму, Восточную Австралию и Тасманию. В Америке, по мнению

Г. Шнейдерхена, с варисской складчатостью связаны рудные районы Аппалачских гор и гор Уачита. Однако основные рудные районы Северной и Южной Америки расположены в пределах Кордильер и Анд и связаны с невадско-ларамийской складчатостью и магматизмом (мезо-кайнозойского возраста).

Месторождения всех остальных районов мира палеозойского, чаще мезозойского и кайнозойского возраста Г. Шнейдерхен относит к группе регенерированных месторождений.

Регенерированные месторождения Г. Шнейдерхен разделяет на две группы:

1) эпейрогенически регенерированные или вторично-гидротермальные месторождения в нескладчатой эпейрогенически нарушенной кровле;

2) регенерированные месторождения альпийского типа в молодых орогенах, возникшие из переработанных частей древнего орогена. В последней группе он выделяет две подгруппы:

а) чисто тектонические и метаморфные в молодых орогенах без значительного магматизма и

б) псевдомагматические — палингенетические в молодых орогенах со значительным магматизмом.

Под эпейрогенически регенерированными или вторично-гидротермальными месторождениями Г. Шнейдерхен понимает месторождения, приуроченные к платформенному чехлу, залегающему на кристаллическом докембрийском щите или на каледонском, герцинском (реже более молодом) складчатом основании. Породы такого чехла обладают весьма пологим залеганием, иногда локально дислоцированы и разбиты разломами и трещинами, унаследовавшими расположение и простиранние разломов фундамента. Связь этих месторождений с магматическими породами обычно устанавливается с трудом и часто является весьма дискуссионной. Характерной особенностью руд этих месторождений, по мнению Г. Шнейдерхена, является простота минерального состава и не типичный для магматогенных месторождений минеральный и геохимический облик. Из рудных минералов здесь преобладают галенит, сфалерит, вюрцит и пирит, реже халькозин и халькопирит; из жильных минералов — кальцит и железомагниевые карбонаты, барит и кварц. Содержание благородных металлов повсюду очень низкое. Особенно характерно ничтожное содержание или полное отсутствие железа в сфалерите и вюрцитах.

В качестве примеров вторично-гидротермальных месторождений Г. Шнейдерхен приводит свинцово-цинковые и баритовые (иногда с висмутом, серебром, медью, мышьяком и сурьмой) месторождения, залегающие в мезозойских отложениях Западной Европы, свинцово-цинковые месторождения Северной Африки и известные месторождения такого же состава в бассейне рек Миссисипи и Миссури в США. В. И. Смирнов (1957) считает, что признаками этой группы в пределах СССР обладают телетермальные месторождения свинца и цинка Западного Казахстана (Каратай) и свинцово-цинковые месторождения Центральной Сибири.

К регенерированным месторождениям альпийского типа в орогенах без значительного магматизма Г. Шнейдерхен относит месторождения Западных и Восточных Альп. Он рассматривает «альпийское» оруденение вместе с альпийским метаморфизмом как следствие глубинных тектонических преобразований главных фаз альпийских движений и связанных с ними перемещений тепла и растворов. По его мнению, к началу главных фаз альпийских движений в зоне альпийского тектогенеза уже существовали первичные руды варисского возраста. При этом варисские руды были переотложены и «переминерализованы» различными способами и с неодинаковой интенсивностью. По мнению Г. Шнейдерхена, с усилением тектонической мобилизации сульфидных руд повышается потеря железа сфалеритом, и остаточные месторождения содержат свободную от железа светлую цинковую обманку. Зато вблизи, а иногда и на несколько большем расстоянии образуются новые пирротиновые или магнетитовые месторождения или происходит региональная сидеритизация сланцев. Если в древних первичных месторождениях имеются медные руды, то они тоже мигрируют с образованием самостоятельных молодых медных месторождений.

Альпинотипные регенерированные месторождения, связанные с мощными процессами синорогенного магматизма и сильным последующим вулканизмом, по мнению Г. Шнейдерхена, развиты во многих альпийских орогенах. При этом создаются возможности для особенно интенсивной регенерации присутствующих на глубине варисских или еще более древних руд. Однако и здесь также характерны своеобразные расплывчатые и нечеткие признаки оруденения, и парагенезис руд существенно обеднен. Эта группа регенерированных месторождений весьма напоминает сходные магматогенные месторождения, но при тщательном изучении состава руд выявляются особенности происхождения последних (явления выпадения, дегенерации и обеднения).

В противоположность обедненным парагенезисам, по мнению Г. Шнейдерхена, в регенерированных месторождениях существуют иногда и необычайно пестрые ассоциации, местами с уникальными комбинациями металлов. Сюда относится высокое содержание олова, вольфрама и висмута в сульфидных медно-свинцово-цинковых месторождениях, сурьмы и мышьяка в колчеданных, медных и свинцовых месторождениях, золота в свинцово-цинковых месторождениях, наличие бериллиевых минералов в сульфидных месторождениях и т. д. По мнению Г. Шнейдерхена, существование подобных ассоциаций обусловлено тем, что здесь объединяются потоки растворов из самых разнородных первичных месторождений. В качестве примера Г. Шнейдерхен считает возможным привести оловорудные месторождения Боливии, месторождения меди на Балканском полуострове, золото-серебряные месторождения Японии и т. д.

К особой группе Г. Шнейдерхен относит архейские и нижнепротерозойские месторождения, залегающие в пределах древних щитов. Он считает, что эти месторождения по своим парагенетическим и

структурным признакам не принадлежат ни к ряду магматогенных месторождений, ни к регенерированным. Они образуют совершенно самостоятельную группу, для которой постоянными и важными признаками являются характер и степень их метаморфизма.

Суммируя представления Г. Шнейдерхена о регенерированных месторождениях, следует отметить, что отнесение какого-либо месторождения к этой группе основывается на следующих критериях:

- 1) отсутствие связи с интрузивными породами;
- 2) наличие сходных месторождений более древнего возраста;
- 3) простота минерального состава руд и «очищенность» некоторых минералов от примесей;
- 4) наличие необычных ассоциаций минералов и металлов в рудах.

Вопрос о существовании и распространении регенерированных месторождений подвергся в последние годы широкому обсуждению. В Западной Европе часть геологов согласилась с представлениями Г. Шнейдерхена. Другие подвергли эти представления серьезной критике.

А. Г. Бетехтин (1953<sub>2</sub>) отвергал представления Г. Шнейдерхена об отсутствии в Европе и Азии послеваристских месторождений магматогенного происхождения как противоречащие многим геологическим фактам, установленным на Кавказе, в Карпатах, на Дальнем Востоке, где развиты рудные месторождения мезозойского и кайнозойского возраста, тесно связанные с магматическими породами.

П. Рамдор (1957), производя тщательное исследование руд ряда метаморфизованных месторождений — Раммельсберга, Витватерсранда и Брокен-Хилла (австралийского), — пришел к заключению, что на всех этих месторождениях вещество при метаморфизме перемещалось на ничтожные расстояния и поэтому гипотеза, предусматривающая перемещения веществ сульфидных месторождений на большие расстояния, маловероятна.

В. Э. Петрашек (1957), рассматривая месторождения юго-восточной Европы с точки зрения их происхождения, пришел к выводу, что существует явная взаимосвязь оруденения и магматизма, и чисто метаморфогенное или вторично-гидротермальное образование рудных месторождений в Восточных Альпах маловероятно. Он также подчеркнул, что существование регионально-метаморфического процесса, который смог бы вызвать рудную регенерацию, не подтверждено геологическими наблюдениями и что физико-химическое обоснование процесса регенерации недостаточно.

Ряд важных критических замечаний о гипотезе регенерированных месторождений сделал В. И. Смирнов (1957). Он считает, что хотя при металлогеническом анализе полигицлических подвижных зон земной коры нельзя игнорировать возможность захвата продуктов ранней металлизации при более поздних процессах рудообразования, но объяснить всю совокупность молодых эндогенных месторождений только регенерацией вещества более древних рудных образований, как это предлагает Г. Шнейдерхен, невозможно.

В. И. Смирнов подчеркивает, что в гипотезе о регенерированных месторождениях имеются и другие неясные места. К ним относится неразработанная проблема химизма процесса регенерации рудного вещества, обычно сложенного неподатливыми к легкому растворению и переотложению силикатами, окислами, сульфидами и т. д. В работах Г. Шнейдерхена не учитывается тенденция к распылению вещества, которая в условиях магматической, метаморфической и гидротермальной перегрупировки, казалось бы, должна быть преобладающей. Г. Шнейдерхен также не учитывает вероятную мобилизацию вещества из горных пород, хотя количество металлических компонентов в них во много раз больше, чем количество металлов в ранее созданных месторождениях. Возможность образования новых месторождений за счет концентрации металлов горных пород Г. Шнейдерхеном не рассматривается.

Отметим, что совершенно неприемлемой стороной гипотезы Г. Шнейдерхена является отрицание магматогенного характера многих месторождений каледонского, мезозойского и альпийского возраста для Европы и Азии и каледонского и герцинского возраста для Америки. Все месторождения магматогенного происхождения, расположенные в пределах Азиатской части Советского Союза, в Китае, и Индокитае, Г. Шнейдерхен относит к варисской эпохе тектогенеза. Между тем вполне доказанной следует считать связь большинства рудных месторождений Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Тувинской области, Западного Саяна, Северного Тянь-Шаня с интрузиями каледонского возраста; Восточного Забайкалья, Дальнего Востока и Северо-Востока СССР с мезозойскими интрузиями; многих месторождений Кавказа, Карпат, Камчатки, Сихоте-Алиня с интрузиями альпийского возраста.

Сам по себе факт формирования на земном шаре магматогенных месторождений полезных ископаемых самого разнообразного возраста еще не дает основания отрицать возможность существования в некоторых регионах отдельных регенерированных месторождений. В связи с этим следует остановиться на рассмотрении тех критериев, которые, по мнению Г. Шнейдерхена, доказывают происхождение руд с помощью регенерации.

В качестве одного из таких критериев Г. Шнейдерхен приводит отсутствие видимой связи месторождений с магматическими породами. Однако в настоящее время известна большая группа гидротермальных рудных месторождений, не обнаруживающая пространственной связи с магматическими породами и представляющая собой продукты глубинного магматического очага. Связь месторождений с глубинными магматическими очагами устанавливается на основании ассоциации рудных тел во времени и пространстве с так называемыми малыми интрузиями, часто встречающимися в виде даек. Такую связь обнаруживают многие золоторудные и свинцово-цинковые месторождения. Так, в частности, В. Эммонс в 1929 г. указывал в бассейне р. Миссисипи на ассоциацию свинцово-цинковых руд с крупными сбросами и дайками основных пород тех самых

месторождений, для которых Г. Шнейдерхен предполагает регенерированное происхождение. Даже отсутствие в пределах рудных месторождений магматических пород еще не свидетельствует о возможности отнесения данного месторождения к регенерированным.

Е. Е. Захаров (1960) после длительного изучения полиметаллических месторождений хребта Карагату пришел к выводу об их гидротермальном происхождении. Этот вывод основан на широком развитии в пределах месторождений процессов гидротермальных изменений и в частности альбитизации, баритизации, флюоритизации, сидеритизации, доломитизации и т. д. Е. Е. Захаров, рассматривая в частности процессы альбитизации, подчеркивает их связь со свинцово-цинковыми месторождениями и считает, что альбитизация не является продуктом регионального метаморфизма, так как она имеет узколокальный характер и обнаруживает тесную связь с крупными разломами. Изучение состава герцинских гранодиоритов, массивы которых обнаружены на некотором удалении от участков свинцово-цинковых месторождений, показало, что гранодиориты содержат значительное количество галенита (до 11 г на 1 м). Результаты исследований свинцово-цинковых месторождений хребта Карагату, по мнению Е. Е. Захарова, убедительно свидетельствуют не только о гидротермальном происхождении, но и о связи этих месторождений с герцинскими массивами гранодиоритов.

Другим доводом, свидетельствующим, по мнению Г. Шнейдерхена, о принадлежности какой-либо группы месторождений к регенерированным, является наличие в районе более древних, сходных по составу месторождений. Однако во многих районах сходные по составу месторождения, имеющие магматогенное происхождение, в ходе геологической истории региона возникали многократно. В качестве примера можно привести молибденовые месторождения Горного Алтая, тесно генетически связанные с ордовикскими, среднекаменноугольными и верхнекаменноугольными гранитами, полиметаллическую минерализацию Рудного Алтая, проявившуюся в период от девона до перми четыре раза, и Кавказа, проявившуюся в период герцинского, киммерийского и альпийского тектогенеза и т. д.

Некоторые минералогические особенности руд, например, отсутствие или наличие примесей в сфалерите и других минералах, а также необычные минеральные ассоциации, не являются убедительным доводом в пользу существования регенерированных месторождений. Во многих магматогенных месторождениях сфалериты, так же как и другие минералы, могут содержать как незначительное, так и большое количество примесей. Что касается необычных минеральных ассоциаций, то и они часто встречаются в месторождениях магматогенного происхождения. Это обстоятельство обусловлено явлением «наложения» более молодых минеральных ассоциаций на более древние или явлениями телескопирования (почти одновременного выпадения минералов, обычно возникающих в разных термодинамических условиях), которое часто развивается в рудах близповерхностных месторождений.

В качестве примера такого сложного комплексного олово-вольфрам-медно-ураново-свинцово-цинково-сурьмяного месторождения, обусловленного процессами «наложения», можно привести Корнуол, магматогенное происхождение которого несомненно.

Рассматривая вопрос о возможности образования регенерированных месторождений в природных условиях, следует прежде всего подчеркнуть, что для вторично-гидротермальных месторождений, а также для регенерированных месторождений, возникших в орогенах без значительного магматизма, главным агентом растворения и переноса должны являться, по всей вероятности, воды метаморфического происхождения.

Фактический материал, полученный при изучении многих метаморфизованных месторождений, свидетельствует о том, что метаморфические воды обладают способностью растворять рудные и жильные минералы. В отдельных случаях, при наличии местных экранов, различных «ловушек» и т. д., вероятно может осуществляться и выпадение веществ, растворенных в метаморфических водах.

Однако вопрос о возможности переноса рудных компонентов метаморфическими водами на дальние расстояния является гораздо более сложным.

Как известно, А. Г. Бетехтин (1953) пришел к выводу о том, что металлы в гидротермальных растворах переносятся в виде легко растворимых соединений с хлором, фтором и бором. Об этом свидетельствуют высокая растворимость этих соединений и находки хлоридов тяжелых металлов — продуктов фумарольной деятельности, связанной с вулканическими извержениями.

Высокие температуры летучести галоидных соединений тяжелых металлов не позволяют им удаляться из магматического очага даже в начальных стадиях его существования. В результате происходит накопление хлористых и фтористых соединений вместе с другими веществами в постмагматических растворах в интрузивном теле.

При циркуляции этих растворов в определенных участках происходят химические реакции с образованием минералов, как нерастворимых остатков химических реакций. Освободившиеся при этих реакциях анионы хлора и фтора могут вступать в соединения только с петрогенными элементами Na, K, Ca, Mg и др., образуя легкорастворимые соединения, которые уносятся растворами.

Транспортирующая роль гидротермальных растворов по отношению к тяжелым металлам обусловлена, вероятней всего, содержанием в них хлора, фтора и бора. В этом отношении метаморфические воды, вероятно, существенно отличаются от магматогенных именно отсутствием или малой концентрацией этих компонентов. Поэтому метаморфические воды, по-видимому, в большинстве случаев не способны к переносу тяжелых металлов на большие расстояния.

Это подтверждается изучением альпийских жил, которые нередко содержат рудные минералы и в частности сульфиды, но лишь в пределах метаморфизованных рудных тел и горизонтов. Как только

альпийские жилы выходят за их пределы, сульфиды и другие рудные минералы в них исчезают. Одной из самых характерных особенностей альпийских жил, расположенных на некотором удалении от рудных месторождений, является почти полное отсутствие рудных минералов и в частности сульфидов. Это обстоятельство еще раз свидетельствует о весьма ограниченной способности метаморфических вод к переносу тяжелых металлов.

Как уже упоминалось, П. Рамдор (1957) неоднократно подчеркивал, что перемещение рудного вещества даже в таких высокометаморфизованных месторождениях, как Брокен-Хилл, осуществлялось лишь на самых малых расстояниях.

В последние годы П. Б. Бартон (1960<sub>1</sub>, <sub>2</sub>), А. Дж. Эллис (1960), Н. Г. Тюрин и И. А. Каковский (1962), Н. Г. Тюрин (1963) и др. обратили внимание на возможность переноса тяжелых металлов гидротермальными растворами в комплексных кислородных соединениях и в частности в виде комплексов тиосульфатов  $\text{Me}(\text{S}_2\text{O}_3)_2^{3-}$  и  $\text{Me}(\text{S}_2\text{O}_3)_2^{2-}$ . Н. Г. Тюрин (1963) считает вероятным перенос большинства тяжелых металлов в гидротермальных растворах именно в соединениях с тиосульфатами, так как прочность тиосульфатных комплексов многих металлов значительно выше, чем соответствующих хлоридных или сульфидных комплексов и не зависит от парциального давления сероводорода.

Однако И. А. Каковским и Н. Г. Тюриным с помощью термодинамических расчетов и экспериментальных исследований установлено, что ион тиосульфата способен растворять металлическое золото и серебро лишь в присутствии окислителя (кислорода). В связи с этим представляется маловероятным как образование самих тиосульфатов, так и растворение ими сульфидов в условиях метаморфизма, осуществлявшегося в глубинных зонах земной коры при отсутствии свободного кислорода.

Все сказанное относится к эпайрогенетически регенерированным или вторично-гидротермальным месторождениям, а также к регенерированным месторождениям альпийского типа в молодых орогенах без значительного магматизма. Что касается регенерированных месторождений в молодых орогенах со значительным магматизмом, то нам представляется, что в связи с относительно большей степенью метаморфизма пород фундамента и участием в составе термальных образований вод магматического происхождения здесь существуют более благоприятные условия для возникновения регенерированных месторождений, хотя и в этом случае их наличие необходимо подтвердить специальными наблюдениями, а возможность образования обосновать с физико-химической точки зрения.

Рудные месторождения архейского и нижнепротерозойского возраста Г. Шнейдерхен выделяет в особую группу, которая, по его мнению, не относится ни к магматогенным, ни к регенерированным месторождениям. Действительно, многие из этих месторождений обладают рядом специфических особенностей, причем в основном это

касается архейских месторождений. Вместе с тем именно среди месторождений архейского возраста наиболее вероятно существование регенерированных месторождений.

Выше уже подчеркивалось, что сульфидные месторождения присутствуют среди пород различных фаций метаморфизма за исключением гранулитовой и эклогитовой. Эклогитовая фация распространена весьма ограниченно. Породы же гранулитовой фации широко распространены. Однако их распространение по существу ограничивается отдельными зонами в пределах структур, сложенных породами архейского возраста. Образования протерозойского возраста редко достигают гранулитовой фации метаморфизма, а более молодые породы — почти никогда.

Отсутствие сульфидных месторождений среди пород гранулитовой фации вероятно можно объяснить, как уже отмечалось, тем, что сульфидные месторождения в условиях гранулитовой фации метаморфизма исчезли, как исчезают даже в условиях сравнительно слабого метаморфизма месторождения серы, битумов, гипса и т. д. Возможно, что сульфидное вещество было мобилизовано и перенесено в верхние горизонты, вероятно характеризующиеся условиями менее высоких температур и давлений. В этом случае наряду с рассеиванием вещества в отдельных благоприятных структурах могло происходить и его осаждение и образование регенерированных месторождений.

Поэтому, с нашей точки зрения, наличие регенерированных месторождений наиболее вероятно среди месторождений архейского возраста.

---

---

## О ГЛАВНЕЙШИХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ПРОЦЕССОВ ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В СВЯЗИ С НЕОБРАТИМЫМ ХАРАКТЕРОМ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Вопрос о закономерных изменениях характера рудных месторождений в различные геологические эпохи давно вызывал интерес у исследователей. В связи с этим В. Линдгрен (1935) ввел понятие о металлогенических эпохах. В более позднее время этот вопрос рассматривался в работах Ю. А. Билибина (1955), С. Д. Туровского (1955), Ф. Тюрина (1958), А. В. Королева (1959), И. Г. Магакьяна (1959), В. И. Смирнова (1959, 1963), Г. А. Твалчелидзе (1957), Е. Т. Шаталова (1963) и др.

Наиболее подробно этот вопрос для территории Советского Союза рассмотрен в работах В. И. Смирнова (1959, 1963). Он подчеркнул, что интенсивность проявления выделенных им пяти комплексов изверженных горных пород и связанных с ними месторождений для различных металлогенических эпох неодинакова (табл. 23). Магматические месторождения формировались до герцинской эпохи включительно, пегматитовые месторождения относятся к наиболее древним по началу их образования, но до герцинской эпохи среди них развивались преимущественно группы керамического и слюдоносного сырья, и лишь с герцинской эпохи с ними связываются месторождения редких металлов. Подобно этому и грейзеновые месторождения отмечаются, в сущности, для герцинской и мезозойской эпох. Гидротермальные и скарновые месторождения цветных, редких и благородных металлов отсутствуют в архее, в очень слабой форме проявлены в протерозое, в синийскую и каледонскую эпоху, бурно формировались в герцинскую эпоху и продолжали занимать доминирующее положение в мезозойскую и альпийскую металлогенические эпохи.

Особое значение В. И. Смирнов придает герцинской металлогенической эпохе, которая, по его мнению, является переломной в истории эндогенного рудообразования на территории Советского Союза.

Т а б л и ц а . 23

## Интенсивность развития комплексов изверженных пород, генетических типов эндогенных рудных месторождений отдельных групп металлов для разных металлогенических эпох

(по В. И. Смирнову)

Эпоха	Комплексы извреженных город		Генетические типы месторождений	Группы металлов			
	Ультраосновной и не фенкеб- ильский	Ультраосновной и не фенкебильский		I	II	III	IV
Альпийская			Магмато- лические Скальны	Пегматиты	Граниты	Гранитоиды	Гранатоиды
Мезозойская							
Герцинская							
Каледонская							
Протерозойская							

Эндогенные металлические месторождения В. И. Смирнов (1959) делит на шесть групп (см. табл. 23). К первой относятся металлы, месторождения которых формировались непрерывно от протерозоя до альпийской эпохи; к таким «сквозным» металлам принадлежат, по его мнению, молибден и золото. Ко второй группе относятся металлы, промышленные месторождения которых известны в основном от протерозоя до герцинской эпохи включительно; к ним принадлежат месторождения железа, титана, никеля. В третьей группе заключены металлы, месторождения которых сосредоточены в основном среди герцинских образований, а именно месторождения хрома и платины. В четвертую группу попадают металлы, месторождения которых формировались в герцинскую и во все последующие эпохи до альпийской включительно. Сюда относятся месторождения меди, свинца, цинка, сурьмы и олова. К пятой группе относятся месторождения металлов, характерных для герцинской и мезозойской эпох, в числе которых находятся месторождения вольфрама, tantalа, ниобия и церия, к шестой — месторождения, особенно типичные для альпийской эпохи, характеризующиеся наличием ртути.

В самое последнее время появились материалы, позволяющие рассмотреть эволюцию процессов эндогенного рудообразования на фоне историко-геологического развития земной коры, а также с учетом определенного значения рудных формаций того или иного полезного ископаемого.

В настоящей главе авторы пытаются проанализировать имеющиеся данные именно с этих позиций.

Многие исследователи пришли в последние годы к выводу о том, что в процессе геологического развития земной коры необходимо

выделять, кроме известных эр, периодов и эпох тектонической активности, более крупные этапы. Эта проблема специально рассматривалась А. Н. Мазаровичем (1947), Н. И. Николаевым (1955), В. Е. Хайнным (1958). Наиболее полное свое выражение она нашла в трудах Г. Штилле (1949, 1957), который выделил два основных этапа — протогей, закончившийся альгоманской орогенией, и неогей, охватывающий все остальное геологическое время до современности (Штилле, 1957). В более ранней работе Штилле считал возможным выделение трех главных этапов. Древний этап, соответствующий архею и протерозою до альгонка, подразделяется им в свою очередь на два — более древний — протогей и более молодой — дейтерогей (Штилле, 1949).

Ряд исследователей подчеркивает необратимый характер геологического развития земной коры, обусловленный специфическими особенностями каждого крупного этапа ее развития. Так, Н. И. Николаев (1955) считает, что черты необратимости выражаются в последовательной смене преобладающих тектонических элементов, формаций осадочных и магматических пород, в своеобразии процессов метаморфизма, изменений состава земного вещества, рельефа земной поверхности и т. д.

Необратимый характер развития земной коры проявлен также в отчетливо выраженной смене одних типов рудных месторождений другими в ходе исторического развития Земли.

Черты необратимого развития земной коры, имеющие большое значение для металлогенического анализа, выявляются также при рассмотрении геологических особенностей внутри указанных главных этапов.

Рассматривая эту проблему в применении к наиболее хорошо изученному этапу — неогею, Н. С. Шатский (1960) подчеркнул существенные отличия каледонской, герцинской и особенно альпийской эпох.

Особенности металлогенических процессов, меняющие характер в течении геологического развития земной коры, позволяют, как нам представляется, также выделить три крупных этапа, сохранив за ними названия, предложенные Г. Штилле.

Протогей хронологически в основном отвечает архейской эре, дейтерогей включает протерозой, хотя во многих случаях к нему по своим главнейшим геологическим особенностям должны быть присоединены образования, которые датируются как верхнеархейские. Поздний докембрий (рифей, синий) по своим геологическим и металлогеническим чертам в большинстве случаев стоит уже ближе к комплексам неогея.

Имеющиеся данные позволяют подразделить неогей на два подэтапа — ранний, хронологически отвечающий рифею и палеозою, и поздний, охватывающий мезозой и кайнозой. Подэтапы в неогее, отвечающие основным эпохам складчатости, выделялись рядом

исследователей. Однако не было подчеркнуто, что рубеж между альпийскими в широком понимании этого термина складчатыми движениями и более древними является особо важной вехой в геологическом и металлогеническом развитии земной коры.

Возможность выделения подэтапов в неогее прежде всего связана с лучшей его изученностью по сравнению с более древними этапами. В дальнейшем, несомненно, подэтапы будут выделены внутри протогея и дейтерогея.

Необходимо подчеркнуть, что временные вехи между выделяемыми главнейшими этапами не являются строго фиксированными, и в разных частях земной поверхности могут несколько, а иногда довольно существенно, меняться. Однако «скольжение» во времени границ не меняет основного содержания выделенных главных этапов.

Несколько противоречивы в настоящий момент данные об абсолютной датировке древних этапов развития Земли.

Верхняя возрастная граница докембрия отчетливо определяется возрастом магматических пород, внедрившихся в эпоху, предшествовавшую кембрию, а также определением абсолютного возраста глауконитовых песков, залегающих в основании кембрийских отложений Русской платформы. Эта граница определяется примерно в 600 млн. лет (по данным А. П. Виноградова и А. И. Тугаринова (1961) 570—550 млн. лет).

Интервал от 600 до 1700—2000 млн. лет (в среднем 1900 млн. лет), как считалось до последнего времени, занимает протерозойская эра, включающая также синий или рифей, нижняя возрастная граница которого датировалась в 1100 млн. лет. Отложения, имеющие возраст от 1900 до 3000—3500 млн. лет, относились к архею, а еще более древние образования, обнаруженные в последние годы на Кольском полуострове и в Приднепровье, — к катархею. Однако в последнее время были получены данные, которые существенным образом меняют указанные представления.

Возраст нижнепротерозойских отложений, типичными представителями которых в пределах Русской платформы является Криворожская серия и Курская серия КМА, на Канадском щите система Гурон, а в Южной Африке Витватерсrand, до последнего времени рассматривался исследователями в пределах 2000—1500 млн. лет. Однако в последних работах А. П. Виноградов и А. И. Тугаринов (1961) пришли к выводу об их значительно более древнем возрасте. По их мнению, возраст перечисленных выше образований колеблется в пределах 2800—2100 млн. лет и следовательно, все они должны быть отнесены не к нижнему протерозою, а к верхнему архею. Последнее обстоятельство значительно усложняет сложившиеся представления о геохронологии докембрийских отложений и имеет весьма принципиальное значение. Оно заключается прежде всего в том, что в одном случае переломный момент в истории земной коры падает на границу архейской и протерозойской эры. Если же следовать А. П. Виноградову и А. И. Тугаринову, оставляя старые представления о возрастной границе между археем и протерозоем, этот

рубеж располагается внутри архейской эры и отделен от протерозойской огромным интервалом времени (800—900 млн. лет). Отмеченное разногласие для своего разрешения требует сбора обширного дополнительного материала, и в настоящее время вопрос остается открытым. В дальнейшем изложении авторы рассматривают Криворожскую и Курскую серию КМА, а также соответствующие им в возрастном отношении образования Канады, Южной Африки и других континентов, как нижнепротерозойские отложения. Н. И. Полевая (1963), суммировавшая очень большой материал по определению абсолютных возрастов, пришла к выводу, что поздний докембрий (синий, рифей) должен быть заключен в возрастные рамки от  $570 \pm 30$  млн. лет до, вероятно,  $1550 \pm 50$  млн. лет, а нижнюю границу протерозоя, по-видимому, необходимо опустить до 2600—2700 млн. лет.

Если эти выводы окажутся верны, то нижняя граница неогея, по-видимому, будет колебаться в интервале времени 1500—1000 млн. лет, нижняя граница дейтерогея между 2500—3000 млн. лет, и лишь более древние комплексы будут относиться к протогею.

Следует особо подчеркнуть, что выделяемые в докембрии этапы отличаются прежде всего совокупностью определенных геологических особенностей, которые, как это мы постараемся показать дальше, обусловливают их важные металлогенические отличия.

В настоящем разделе мы рассмотрим эволюцию процессов магматизма, метаморфизма и связанного с ними эндогенного рудообразования. Будут также кратко затронуты вопросы особенностей древнего осадкообразования, которые во многом определяют специфику некоторых ныне метаморфизованных рудоносных комплексов. В очень кратком виде характеризуются структурные особенности различных этапов и подэтапов, определяющие закономерности пространственного размещения магматических и метаморфических комплексов и связанных с ними рудных образований.

С большей подробностью мы охарактеризуем древние этапы — протогей и дейтерогей, так как лишь в последнее время получены новые важные данные, касающиеся как их геологических особенностей, так и многих черт металлогенеза.

## ПРОТОГЕЙ

Для раннего архея, как это подчеркивается многими исследованиями, характерно массовое излияние лав преимущественно основного состава, определенные особенности осадочных образований и специфические типы структур. Хорошо изученным примером в этом отношении является Канадский щит. Древнейшая серия Канадского щита Киватин, иногда именуемая Абитиби, слагается в основном базальтами и андезитами, а также туфами и агломератами того же состава. Кислые и субщелочные дифференциаты (преимущественно риолиты и трахиты) играют в составе этих вулканогенных комплексов резко подчиненную роль, хотя их присутствие имеет опре-

деленное металлогеническое значение. Первично-осадочные породы весьма специфичны — это хемогенные кварциты, кремнистые сланцы, яшмы, часто обогащенные окислами железа, а также гравакки и более грубообломочные породы, образованные за счет разрушения вулканитов. Роль осадочных пород в разрезах серии Киватин обычно подчиненная, хотя в некоторых местах она довольно велика. К этой серии приурочены штокообразные тела и силлы пород основного и ультраосновного состава. Видимая мощность древнейших образований весьма значительна — во многих случаях превышает 10 км. В серии Киватин наблюдаются сочетания пород, которые в более молодых комплексах образуют обычно самостоятельные формации. Эта особенность Киватинских образований, подчеркнутая Е. В. Павловским (1962), проявляется также в древнейших архейских комплексах СССР, что было отмечено Л. И. Салопом (1960) и Е. М. Лазько (1961).

Отложения серии Киватин метаморфизованы в различной степени, причем выявляются участки слабого проявления метаморфизма, в пределах которых лавы подверглись лишь зеленокаменному перерождению. Тектоника киватинской серии весьма своеобразна. Здесь преобладающим развитием пользуются куполовидные структуры, которые в плане образуют либо относительно простые овалы и окружности, либо достаточно сложные амебообразные, по выражению М. С. Маркова (1962), формы.

С вулканогенными комплексами киватинской серии ассоциируются достаточно крупные железорудные и железо-марганцевые образования, широко развитые в Канаде. Последующие процессы глубокого метаморфизма и внедрение более молодых интрузий привели к переотложению рудного вещества и поэтому генезис этих образований обычно сложен и выявляется с трудом. Подобные рудные месторождения известны в районе Мичипикотена, Стип-Рока, Атикокана — в Онтарио (Канада); суммарные запасы железа здесь близки к миллиарду тонн руды. Рудные скопления несут либо признаки осадочно-метаморфических образований и приурочены к полосчатым кремнистым железнякам, занимающим определенное стратиграфическое положение (месторождения Мичипикотена), либо уже контролируются зонами разрывов и брекчирования (месторождения Стип-Рока и Атикокана) (Тентон, 1955).

Месторождения района Мичипикотена приурочены к участку, в пределах которого развиты кислые дифференциаты Киватинского комплекса.

Главнейшие особенности раннего архея, выявленные в пределах относительно хорошо изученного Канадского щита, устанавливаются и в других областях развития этих древнейших образований.

В южной части Африканского щита наиболее древние породы архея «произошли из основных изверженных пород — эфузивных и интрузивных. С ними переслаиваются и их перекрывают тонкозернистые осадки, такие как сланцы, известняки, кремнистые кварциты и яшмы. «Характерной особенностью этих древнейших

образований является «наличие на ряде стратиграфических уровней горизонта железистых кварцитов, которые очень часто ассоциируют с зеленокаменными породами» (дю Тойт, 1957).

Наиболее распространеными являются образования, возникшие в результате метаморфизма основных эфузивов. Метаморфизм этих пород так же, как и в пределах Канадского щита, весьма разнооб-

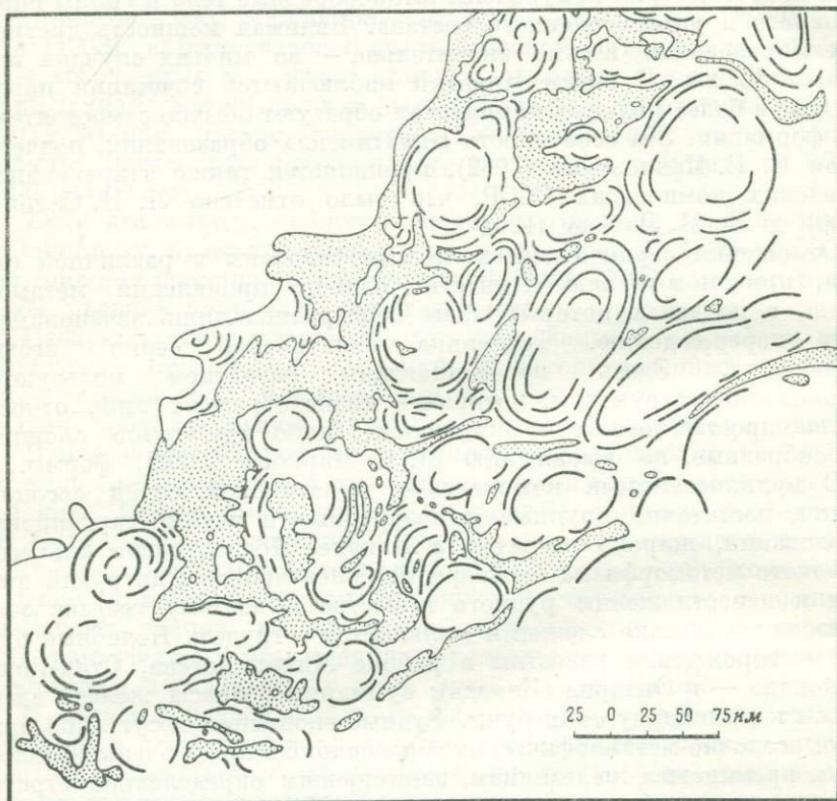


Рис. 40. Куполовидные структуры, сложенные гранитами. Южная Родезия (по А. М. Макгрегору из работы А. и Ж. Термье). Точками показаны поля кристаллических сланцев (апоспилиты себаквийской системы)

разен. Во многих случаях в участках низкого метаморфизма устанавливаются четкие реликты миндалекаменных, пиллоу-текстур, а также агломераты и туфы. С основными вулканитами в ряде районов ассоциируются и кислые дифференциаты. Достаточно широко развиты также породы, образовавшиеся за счет размыва различных вулканитов. Таким образом устанавливается, что наиболее древние образования южной части Африканского щита — породы Свазилендской, Себаквийской и Булавайской систем — весьма сходны с кива-

тинской серией Канадского щита. С древнейшими вулканогенными комплексами также, как и в пределах других щитов, связано образование пород гипербазитового и базитового состава. С ними ассоциируются наиболее древние из известных рудных месторождений Южной Африки — хромитовые скопления, являющиеся дифференциатами гипербазитов. Для этих древнейших образований, как и для

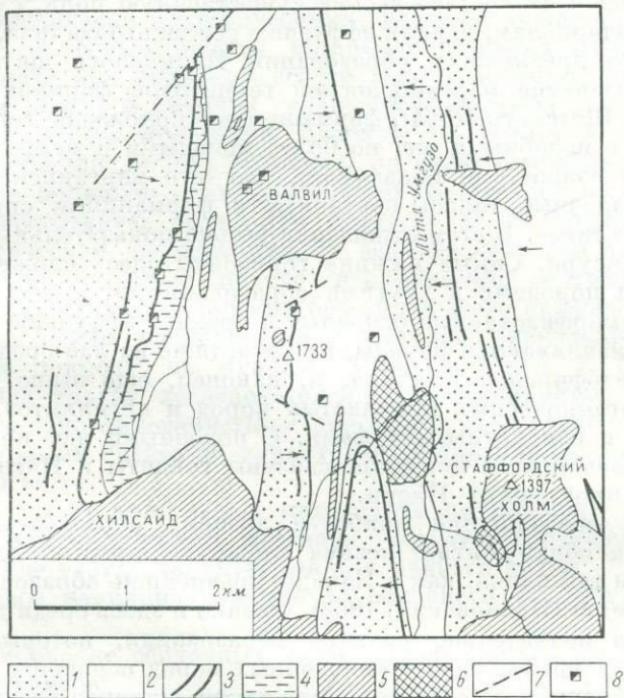


Рис. 41. Геологическая карта района к востоку от Булавайо (по А. М. Макгрегору и Ф. Л. Амму)

1 — базальтические зеленокаменные породы и роговообманковые сланцы; 2 — андезиты с прослойями туфов и других пород; 3 — железистые кварциты; 4 — конгломератовая пачка; 5 — гранит, гранит-порфир, кварцевый порфир-сиенит; 6 — измененный (зеленокаменный) долерит; 7 — сбросы; 8 — выработки

пород Киватина, характерны куполовидные структуры, хорошо подчеркнутые последующей гранитизацией (рис. 40). К этим комплексам Южной Африки приурочены многочисленные месторождения железистых кварцитов (итабиритов). Многие из них тесно ассоциируются с вулканическими породами (рис. 41).

Рядом исследователей подчеркивается сходство докембрийских разрезов Австралийского и Канадского щитов и общие черты их металлогении (Тюрнор, 1958). Наиболее древние архейские образо-

вания, именуемые в пределах Австралийского щита ранне- и средненедокембрийскими сериями, состоят главным образом из различно метаморфизованных основных эфузивов, продуктов их разрушения и других осадочных образований, среди которых существенную роль играют железистые кварциты и кремнистые породы.

В пределах Индийского щита самые древние дарварские метаморфические породы имеют в основном первично изверженное происхождение; в их составе весьма существенную роль, судя по имеющимся материалам, играли эфузивы основного состава. Характерной чертой древнейших образований Индийского щита является широкое развитие марганценосной гондитовой формации. По данным Н. С. Шатского (1954), формационное положение гондитов и их сравнение с подобными же, но более молодыми и менее метаморфизованными разностями показывает, что «это марганценосные кремнистые осадочные толщи, связанные с формациями спилито-кератофирового типа». В этом отношении весьма показательным является разрез Майсура. Самые нижние горизонты здесь сложены зелено-каменными породами и другими образованиями, представляющими собой метаморфизованные основные и средние эфузивы и их туфы; выше устанавливаются породы, прошедшие из лав среднего и кислого (кератофирового) состава, и, наконец, еще выше выявляется толща марганценосных кремнистых пород и аргиллитов, переслаивающихся с измененными туфами. С подобными же, но еще более метаморфизованными породами связаны гондиты в Нагпуре и центральных провинциях Индии.

Анализ особенностей наиболее древних образований Балтийского щита обнаруживает весьма сложную картину. Здесь «нигде не вскрыты так полно, как в Канаде, древнейшие образования Киватинского типа» (Павловский, 1962). Однако и здесь среди древнейших комплексов значительно развиты образования, которые, по всей видимости, произошли из изверженных пород основного и среднего состава. Обращает на себя внимание также широкое развитие гранитоидных пород повышенной основности, которые возникли, по-видимому, в результате гранитизации изверженных масс основного и близкого к ним состава.

Е. В. Павловский (1962) предполагает, что в «области Балтийского щита развитие «гранитного слоя» (сиала) началось раньше, чем в Канаде».

Для Балтийского щита характерно развитие марганценосных и железорудных скоплений, связанных с архейской вулканогенно-кремнистой так называемой лентитовой формацией.

В пределах Украинского щита наиболее древними породами являются гнейсы, амфиболиты, основные гранитоиды и плагиомигматиты Приднепровья, возраст которых варьирует в пределах 3000—3400 млн. лет и больше. Они сохранились в виде отдельных блоков, окруженных полями днепровских мигматитов, возраст которых достигает 2700—2900 млн. лет. Этот ранний этап развития украинского докембраха характеризуется резким преобладанием «основ-

ных и плагиогранитовых силикатных масс, характерных для древних зеленокаменных ядер других континентов» (Виноградов и др. 1960; Виноградов, Тугаринов, 1961).

Многолетние исследования архея Восточной Сибири в пределах Алданского щита и Прибайкалья привели Н. В. Фролову (1951) к выводу, что наиболее древние осадочные породы архея произошли за счет разрушения пород, близких по составу к базальтам. Условия осадкообразования в этот древнейший отрезок геологической истории были совершенно специфическими: везде разрушались примерно одинаковые по составу породы, которые в условиях «сверххроического» климата при активном воздействии атмосферы, насыщенной углекислым газом, и наличии сглаженного рельефа давали весьма большое количество продуктов, близких по составу к латеритной коре выветривания. В этих условиях, по мнению многих исследователей, очень большую роль приобретает хемогенное осадкообразование. Существенную роль, как полагает Н. В. Фролова (1951), играет химическая дифференциация веществ, которая оказывается «главным образом только по стратиграфической вертикали». Учитывая особый состав вод морских бассейнов этого древнейшего периода, «железо могло удерживаться в растворе сравнительно долго». Хемогенную природу, по мнению Н. В. Фроловой, Е. В. Павловского и ряда других исследователей, имеют кварциты, перемежающиеся с высокоглиноземистыми породами, представленными ныне силлиманитовыми гнейсами, характерными для нижней части архея Алданского щита.

Заканчивая краткий обзор материалов по наиболее изученным щитам и кристаллическим массивам, отметим следующие весьма специфические черты, характерные для раннего архея:

- а) массовое излияние вулканитов основного и близкого к ним состава;
- б) формирование осадочных толщ, образующихся за счет разрушения вулканитов;
- в) образование больших количеств хемогенных пород, среди которых существенное место занимают кремнистые железорудные и железо-марганцевые скопления и возможно глиноземистые осадки;
- г) тесное переплетение комплексов, которые в более молодых отложениях образуют самостоятельные формации;
- д) весьма специфические формы дислокаций;
- е) отсутствие несомненных остатков организмов.

Эту своеобразную, наиболее раннюю стадию развития земной коры Е. В. Павловский (1962) назвал нуклеарной, определяя верхний возрастной предел ее формирования примерно в 3000 млн. лет (катахарх по А. П. Виноградову и А. И. Тугаринову, 1961).

Дальнейшее геологическое развитие нуклеарного комплекса шло в разных участках земной коры по-разному. Е. В. Павловский (1962) выделяет два основных пути развития — канадский и сибирский.

Для Канадского щита характерно образование относительно узких и длинных прогибов, заполненных обломочными и вулкано-

гennыми образованиями, а также железистой формацией. Подобные прогибы связаны с ясно выраженными зонами глубинных разломов; в них осуществляются интенсивные складкообразовательные процессы. Характерно, что эти прогибы имеют изолированный характер и не сопровождаются соизмеримыми геоантиклинальными зонами.

Сибирский путь развития, наиболее четко проявленный в пределах Алданского щита, характеризуется возникновением огромных геосинклинальных прогибов. «Высокая энергия осадконакопления, иногда шедшего очень своеобразно, присутствие оphiолитов, последующий достаточно ровный по своей интенсивности региональный метаморфизм, развитие системы удивительно выдержаных по простирианию линейных складок, мигматизация и гранитизация привели к созданию типичного складчатого «геосинклинального» фундамента» (Павловский, 1962).

В архее протекали весьма мощные процессы гранитизации, связанные с процессами ультраметаморфизма. Хорошо известно, что в пределах «архейских ядер» гранитоидные породы, чаще всего с гнейсовыми текстурами и поля мигматитов, занимают весьма широкие площади. Среди архейских гранитоидных пород, как это подчеркнуто в работе В. Н. Козеренко и Е. М. Лазько, (1956), выделяются две основные генетические группы — метасоматические и палингенные, причем наиболее широко распространена первая группа; гранитоиды, имеющие четкие интрузивные взаимоотношения с вмещающими породами, имеют в составе архейских комплексов резко подчиненное распространение. Для метасоматических гранитов «характерно непостоянство химического и минералогического состава, наличие обычно четко выраженных полосчатых текстур, постепенные переходы по простирианию к породам первичноосадочного происхождения». Палингенные граниты также проявляют четко выраженную связь своих химических и минералогических черт с составом вмещающих пород, однако для них характерны уже не только постепенные переходы, но и резкие контакты с вмещающими толщами, а также наличие ксенолитоподобных участков и мигматитовых ореолов. И те и другие тела гранитоидов чаще всего залегают в виде пластообразных тел. Среди гранитоидных пород архейских комплексов выявляются наиболее глубинные их разности, в том числе характерные для этой возрастной группы чарнокиты. «Главнейшие особенности рассмотренных типов пород гранитного состава находят объяснение с помощью гипотезы гранитизации, понимаемой в широком смысле как процесс образования гранитов и мигматитов в условиях ультраметаморфизма в результате метасоматического замещения, палингенеза и пространственно ограниченной инъекции» (Козеренко, Лазько, 1956).

Подобного рода происхождение этих гранитоидных пород, по мнению указанных исследователей, «исключает возможность нахождения в связи с ними постмагматических месторождений».

Последнее обстоятельство подчеркивается многими исследователями. К подобным выводам, как известно, пришли Н. П. Семененко

и другие в результате изучения древнейших образований Украинского щита, Е. М. Лазько в связи с многолетним изучением Алданского щита и многие другие. Н. Г. Судовиков (1960) приходит к общему заключению, что в результате процессов гранитизации из тех зон, в которых она осуществляется, происходит вынос элементов, концентрирующихся в рудных постмагматических месторождениях, а также магния и кальция.

Е. М. Лазько (1961) подчеркивает и петрохимические особенности архейских гранитов Земли, которые, по его мнению, заключаются в повышенном содержании щелочей и кремнекислоты и пониженном значении темноцветных.

Постмагматические рудные месторождения и в частности наиболее широко развитые в связи с древнейшими гранитоидами золоторудные образования ассоциируются уже с «нормальными» гранитами интрузивного происхождения. Наличие в составе архейских комплексов гранитоидов интрузивного происхождения является по этому важнейшим моментом, определяющим металлогенические особенности тех или иных участков, сложенных этими древнейшими образованиями.

Приведем для подтверждения этого важного вывода некоторый наиболее показательный фактический материал.

Относительно широкое развитие древнейших гранитоидных пород интрузивного происхождения характерно для Южной Африки и именно здесь в связи с ними выявляются многочисленные и разнообразные по составу эндогенные рудные месторождения. С древними гранитами, или гранитами основания, как они здесь именуются, которые по последним данным имеют возраст более 2650 млн. лет, ассоциируются гидротермальные золоторудные и медные месторождения и пегматиты с оловом, tantalом, берилием, литием (дю Тойт, 1957). Интересно отметить, что в пределах указанной территории, кроме гранитов, встречаются кварцевые порфиры и фельзиты, изменившие последующими процессами динамометаморфизма, и к ним в ряде случаев также тяготеют золоторудные месторождения. С аналогичными взаимоотношениями мы сталкиваемся и в пределах других щитов.

Золоторудные месторождения Канадского щита ассоциируются с гранитами альгоманского возраста, часто приуроченными к крупным разрывам (Тюрнор, 1958). В пределах Бразильского щита древнее золотое оруденение связывают с породами интрузивного типа; среди них выделяются «граниты, гранодиориты и кварцевые диориты, образующие значительные тела» (Авелико Игнасио ди Оливейра, 1959). Эти породы интрузируют доминскую серию; доминская серия в свою очередь параллелизуется с альгонком Северной Америки, и следовательно, указанная группа интрузивных пород, с которой связано золотое оруденение, имеет вероятней всего древний архейский возраст.

Широко развиты гранитоидные и близкого к ним состава интрузивные породы в пределах Индийского щита. Они прорывают древнейшую дарварскую серию, с ними ассоциируется разнообразное эндогенное оруденение. Верхний возрастной их предел определяется, по данным А. И. Тугаринова (1956), в  $2300 \pm 200$  млн. лет. Наибольшее значение среди месторождений, ассоциирующихся с этими древнейшими гранитоидными породами, превращенными в основном в гнейсы, имеют, по данным М. С. Кришнана (1954), образования древней золоторудной формации, развитые в Майсуре, Хайдарабаде, Чота-Нагпуре. Некоторое значение имеют также медные руды Неллутра, Бихара, Сиккима и других районов. Месторождения свинцовых руд не имеют существенного промышленного значения. На одном из них определен указанный выше возраст рудной минерализации, подтвержденный и другими определениями (Тугаринов, 1956).

Подобные же взаимоотношения выявляются в пределах Австралийского щита, сходство как геологии, так и металлогении которого с Канадским подчеркивалось многими исследователями. Здесь широко развиты месторождения древней золоторудной формации, образующие крупные рудные районы Калгурли, Кулгарди, Мурчисон, Йигарн, Пилбара. Золото-кварцевые жилы и тела замещения ассоциируются с архейскими гранитоидами интрузивного характера, причем рудные тела залегают в метаморфических толщах «и реже в батолитах и штоках гранитов» (Тюрнор, 1958). Рудные тела известного месторождения Голден-Майл в Калгурли пространственно связаны с дайками порфиров, которые рассматриваются в качестве жильных дериватов находящегося на глубине батолита.

В некоторых золоторудных районах Австралии с подобными гранитоидами ассоциируются также оловоносные кварцевые жилы и пегматиты с кассiterитом и tantalитом. К этой же древней архейской группе месторождений относятся некоторые медные месторождения, связанные с золоторудными, не имеющие существенного значения (Тюрнор, 1958).

С верхнеархейскими гранитами интрузивного происхождения в ряде регионов также, вероятно, связаны зоны рассеянной вкрашенности монацита, колумбита и tantalита. При разрушении таких зон образуются крупные россыпи этих минералов, имеющие важнейшее практическое значение.

Таким образом, рудоносность архейских образований в значительной мере определяется развитием гранитоидных пород интрузивного происхождения.

Естественно возникает вопрос, почему в пределах одних зон развития архейских образований мы сталкиваемся лишь с широкими полями бесплодных в рудном отношении гранито-гнейсов и мигматитов метасоматического и палингенаического происхождения, в других же столь же древних комплексах относительно широко развиты граниты интрузивного характера (?).

Вероятней всего, определяющее значение имеет развитие системы глубинных разломов, впервые четко проявившихся в верхнеархей-

ское время, с которыми связаны тела древнейших гранитоидов интрузивного происхождения. Канадский тип развития «посленуклеарной» стадии архея характеризуется обилием глубинных разломов. Территории, проходившие развитие по этому типу, по-видимому, наиболее перспективны в отношении постмагматических месторождений, связанных с древнейшими архейскими гранитами.

Данные, имеющиеся по Канадскому и аналогичным щитам (Африканскому, Австралийскому, Бразильскому), выявляют одинаковые металлогенические особенности и большую перспективность зон развития древнейшей интрузивной деятельности, особенно в отношении древней золоторудной формации.

Процессы метаморфизма в протогее имеют ряд совершенно специфических черт. Как отмечает Е. М. Лазько (1961), архейским образованиям присущи проявления так называемого глубинного метаморфизма, одной из важнейших особенностей которого является практически неразличимая тесная связь метаморфических и магматических процессов. Для архея особенно типично широкое развитие таких своеобразных смешанных магматически-метаморфических пород, как мигматиты.

Архейские комплексы часто сложены ассоциациями минералов, сформированными при высоких температурах и давлениях и относящимися к высоким ступеням метаморфизма. Породы этих комплексов большей частью не имеют ясно выраженной слоистости и сланцеватости. Их обычно заменяет довольно грубая полосчатость. Для этих пород характерны относительная крупнозернистость, массивное или полосчатое сложение и гранобластовые структуры.

Как подчеркивает Е. М. Лазько, степень метаморфизма далеко не всегда служит доказательством относительной древности более метаморфизованной свиты. Однако этот признак в целом имеет решающее значение для отделения от всех более молодых образований и прежде всего от протерозоя.

В связи с этим именно среди архейских образований большей частью распространены метаморфогенные месторождения титана, связанные с гранулитовой фацией метаморфизма и в частности месторождения рутила и в меньшей степени ильменита.

### ДЕЙТЕРОГЕЙ

Многими исследователями подчеркивается, что рубеж между археем и протерозоем был переломным периодом в истории Земли. Это сказывается в грандиозной перестройке структур и резком изменении их типа, изменении характера осадочно-вулканогенных формаций, процессов метаморфизма и интрузивной деятельности. Особенно важно, что дейтерогей существенно отличается в металлогеническом отношении от предшествующего ему этапа.

Значение рубежа между археем и протерозоем подчеркивалось исследователями, изучавшими эту проблему с различных точек зрения (Козеренко, Лазько, 1956; Тугаринов, 1956; Салоп, 1960; Лазько, 1961).

По сравнению с протогеем дейтерогей изучен лучше, и поэтому его характеристику можно дать в более обобщенном виде.

Начиная с раннего протерозоя, отчетливо обособляются геосинклинальные структуры различных типов и платформы, а в пределах этих главных структурных элементов во многих случаях удается выделить более дробные структурно-фациальные зоны.

Геосинклинально-платформенный этап развития Земли начинается с дейтерогея, однако как геосинклинальные, так и платформенные его структуры достаточно резко отличаются от аналогичных основных структур последующего крупного этапа — неогея.

В дейтерогее, как это отмечается рядом исследователей, еще не существовали геосинклинальные системы, типичные для более позднего периода развития Земли (Павловский, 1962; Марков, 1962), а были развиты лишь геосинклинальные прогибы, которые не сочетались с равновеликими структурами геоантиклинального типа.

Геосинклинальные прогибы в протерозойской эре представляли крупные структуры, сложенные относительно ограниченным числом формаций. Платформенные участки дейтерогея (эпиархейские платформы) отличались прежде всего резко повышенной подвижностью, в связи с чем в их пределах с одной стороны накапливались достаточно мощные осадки, слагающие пологие, значительных размеров структуры, а с другой для них были характерны крупные разрывы, к которым приурочены разнообразные, в том числе гранитные интрузии.

Платформенные структуры этого типа обычно ограничивались очень крупными разрывами, часто расположеннымми диагонально по отношению к градусной сетке (Салоп, 1960). В ряде регионов среди геосинклинальных структур рассматриваемого этапа выделяются структурно-фациальные зоны с преимущественным развитием терригенных толщ, с характерным развитием высокоглиноземистых пород, а также зоны с широким распространением вулканогенных образований. Для зон, расположенных чаще всего около платформ, обычно широкое проявление калиевых гранитов; для зон во внутренних частях геосинклиналей интенсивная подводная вулканская деятельность сочеталась с внедрением офиолитов, а в более поздние этапы здесь формировались плагиограниты.

Отмеченные два типа геосинклинальных структур соответствуют в общих чертах миогеосинклиналям и эвгеосинклиналям, развитым в более молодых геосинклинальных системах.

Процессы анатексиса и гранитизации были развиты в дейтерогее значительно меньше, чем в протоге, и приурочены главным образом к зонам наиболее интенсивного погружения в пределах миогеосинклиналей и к зонам региональных разломов. Весьма важным отличительным признаком этого этапа, существенным образом влияющим на металлогенические процессы, является широкое развитие интрузивных гранитоидов, характерных не только для складчатых сооружений, но и для сложных интрузивных комплексов эпиархейских платформ. Для последних, как известно, типично развитие среди

различных гранитоидов и близких к ним пород специфических гранитов-рапакиви. Кроме того, для относительно подвижных платформ дейтерогея характерно широкое распространение габбро-щелочных интрузий и иногда гипербазитов; интересной отличительной особенностью интрузивных процессов дейтерогея являлось широкое развитие аортозитов, приуроченных обычно к разломам, ограничивающим архейские платформы и блоки. В архее аортозиты встречались значительно реже, а в послепротерозойских комплексах они вообще почти неизвестны (Салоп, 1960).

В дейтерогея пользовались распространением многие осадочные и вулканогенные формации, характерные и для неогея, однако некоторые из них имели специфический характер. Галогенные формации были развиты незначительно, а угленосные, естественно, отсутствовали. Важной в металлогеническом отношении особенностью дейтерогея является чрезвычайно широкое развитие джеспилитов — тонко слоистых кремнисто-железистых пород, заключающих наибольшие запасы железных руд на Земле. К дейтерогею также относится и наиболее важная в практическом отношении эпоха формирования железных руд. Выявляется, что джеспилиты часто ассоциировались с подводными эфузивами преимущественно основного состава, однако собственно джеспилитовая формация располагается преимущественно в окраинных частях зон активной вулканической деятельности, в краевых частях древних эвгесинклиналей и в прилегающих частях миогеосинклиналей. Таким образом, по сравнению с археем здесь осуществлялось уже определенное пространственное разобщение вулканогенных и кремнисто-железистых комплексов. В низах дейтерогея, в раннем протерозое джеспилитовые руды обычно находятся в достаточно тесной ассоциации с основными вулканитами. В более поздних этапах дейтерогея осуществлялась более полная дифференциация. «В среднем и отчасти в позднем протерозое руды представлены сидеритовыми или гематитовыми залежами, которые образовались в краевых (миогеосинклинальных) зонах или даже на платформах в парагенезисе с доломитами, магнезитами и иногда терригennыми отложениями» (Салоп, 1960).

Особенности процессов образования джеспилитовых руд нашли свое отражение во многих работах и в частности подробно освещены в трудах Н. М. Страхова (1947, 1960).

Рассматривая процессы, которые привели к образованию джеспилитовых толщ, Н. М. Страхов прежде всего подчеркивает необычную интенсивность рудообразования, «далеко оставляющую за собой интенсивность рудного процесса послепротерозойских эпох» (Страхов, 1960). Подробно рассматривая фациальные особенности комплексов, включающих джеспилитовые руды, Н. М. Страхов (1960) приходит к заключению, «что руды эти являются характерными образованиями удаленных от берега пелагических частей древних бассейнов и локализовались за пределами отложения не только песчано-алевритового, но и тонкодисперсного глинистого материала, в области, куда этот материал доходил лишь в ничтожной степени». Эти

руды являются «чистейшим химическим кремнезелезистым осадком, с едва уловимой примесью тончайшего дисперсного глинистого материала».

Указанная выше чрезвычайная интенсивность рудного процесса при формировании джеспилитовых толщ, по мнению Н. М. Страхова (1960), обусловливалась прежде всего обилием  $\text{CO}_2$  в атмосфере в этот период развития Земли, что приводило к резкой интенсификации процессов выветривания; «в этом же направлении действовал и усиленный подводный вулканизм докембрийских эр, поставлявший с гидротермами много железа». Существенное влияние оказывали пониженное значение  $\text{pH}$  речных и морских вод и значительно меньшая соленость морей. «Обе гидрохимические особенности докембрийского физико-химического режима создавали несравненно более благоприятную обстановку для миграции железа в реках и для гораздо более далекого заноса его в пелагические части морей, чем это было возможно в послепротерозойские эпохи и особенно сейчас (Страхов, 1960).

Рассматривая процессы образования джеспилитов, как нам представляется, необходимо прежде всего учитывать положение джеспилитовой формации в рядах формаций, слагающих определенные крупные структурные единицы. Связь с основными вулканитами, нахождение многих железорудных бассейнов в краевых частях древних эвгеосинклиналей, либо в пределах миогеосинклинальных зон, располагающихся вблизи эвгеосинклиналей, не может рассматриваться в качестве случайного совпадения. Эти соотношения свидетельствуют о том, что в образовании джеспилитовых комплексов, по всей видимости, существенную роль играли процессы вулканизма, весьма интенсивно проявляющиеся на древних этапах развития Земли. В тех палеогеографических условиях, которые выявляются при анализе геологической позиции джеспилитовых комплексов, совершенно естественно предположить наличие островных гряд вулканического происхождения, в пределах которых должно было осуществляться кислотное разложение пород в континентальных условиях. В результате этих явлений даже в современных условиях, как мы видели, в окружающие бассейны выносятся очень большие массы железа, алюминия и других металлов. Естественно, что в рассматриваемый отрезок геологической истории, когда напряженность вулканических процессов была значительно большей, эти процессы осуществлялись в грандиозных масштабах.

Интенсивные процессы выветривания, значение которых подчеркнуто Н. М. Страховым, действовали в том же направлении, однако закономерное сочетание джеспилитовых комплексов с основными вулканитами свидетельствует о том, что роль вулканических процессов в накоплении огромных масс рудного вещества была, по всей видимости, главной.

Особые гидрохимические условия, достаточно полно выявленные Н. М. Страховым (1947, 1960), определяли значительный разнос железа, накопление его в связи с кремнистыми осадками не только

в краевых частях эвгеосинклиналей, но и в миогеосинклинальных структурах и даже краевых частях платформ.

Учитывая формационную позицию джеспилитовых комплексов, месторождения, с ними связанные, следует, как нам представляется, рассматривать в качестве вулканогенно-осадочных образований. Последующие процессы, происходившие в течение длительной истории их существования, связанные как с эндогенными, так и экзогенными факторами, приводили к существенному перераспределению рудного вещества внутри джеспилитовых толщ, и поэтому генезис конкретных месторождений этого типа всегда сложен и разнообразен.

Дейтерогей — первая эпоха образования крупных месторождений типа медистых песчаников. Большинство исследователей сейчас приходит к выводу о первичноосадочном генезисе этих месторождений, приуроченных к относительно слабо метаморфизованным комплексам осадков.

В дейтерогее в значительном количестве возникают месторождения, связанные с различными по составу и фациальным особенностям массивами магматических пород. Среди них в первую очередь необходимо указать золоторудную формацию, которая, как мы отмечали, характерна и для поздних этапов протогея, медные и медно-цинковые колчеданные и свинцово-цинковые месторождения, имеющие крупное промышленное значение, медно-никелевые сульфидные месторождения (с Pt, Pd, Co), урановые, кобальто-серебряные гидротермальные месторождения, оловорудные пегматитовой и кассiterитово-кварцевой формации, а также генетически родственные им образования, содержащие редкие металлы и редкие земли (Be, Ta, Nb, редкоземельную группу элементов и др.) и некоторые другие месторождения.

Возникновение столь разнообразных месторождений связано прежде всего с тем обстоятельством, что в дейтерогее впервые в истории Земли широко проявлен разнообразный магматизм, возникают различные по составу сложно дифференцированные интрузивные комплексы и вулканические образования.

Необходимо подчеркнуть, что генезис многих месторождений дейтерогея весьма сложен: интенсивные процессы метаморфизма затушевывают первичные особенности и создают комплекс специфических признаков.

Крупное значение для металлогенической характеристики этого этапа имеют свинцово-цинковые и медноколчеданные месторождения. Сюда относятся крупные месторождения Канадского щита и выступов кристаллического фундамента Северо-Американской платформы (Сулливан, Флин-Флон, Шеррит-Гордон, Хомстейк и др.), Австралийской платформы (Брокен-Хилл и Маунт-Айза), Балтийского щита (Оутокумпо, Ориярви, Болиден и т. д.). Общей их особенностью является сравнительно высокая степень метаморфизма вмещающих пород и руд. Геологическая позиция месторождений весьма различна. Рудные тела залегают в протерозойских и реже в архейских породах. Иногда руды тесно ассоциируются с метаморфизованными

вулканогенными породами, главным образом кислого состава. Однако нередки случаи, когда они залегают среди метаморфизованных первично-осадочных пород и представлены пластообразными залежами сплошных или вкрашенных руд. Большинство исследователей считает, что эти месторождения имеют первичное гидротермальное происхождение. Однако это положение нельзя считать доказанным, и некоторые геологи высказывают соображения о первично-осадочном генезисе некоторых месторождений этого типа, представленных пластообразными залежами.

С подвижными поясами дейтерогея связано формирование медно-никелевых месторождений. Представители этой группы месторождений широко распространены в пределах Канадского и Балтийского щитов. На Канадском щите располагаются крупные месторождения района Седбери. Эти месторождения, содержащие комплексные руды меди, никеля, кобальта, серебра, платины, палладия и др., связаны с норитовой магмой, образовавшей крупный лополит, породы которого прорывают и метаморфизуют отложения Киватинского, Гуронского и Кивиноуского возраста, но в то же время являются допалеозойскими. В пределах Балтийского щита располагается несколько крупных и весьма сходных месторождений (Мончетундра, Печенга и др.). Эти месторождения связаны с массивами габбро, норитов и перидотитов и имеют, вероятно, верхнепротерозойский возраст.

С диабазовыми интрузиями Кивиноуского возраста на Канадском щите связаны весьма своеобразные серебро-кобальтовые месторождения. Эти месторождения, представленные серией кальцитовых жилок, содержащих шмальтин, никелин и самородное серебро, в свое время имели большое промышленное значение.

Основные ресурсы урана в капиталистических странах заключены в пределах докембрийских щитов и возникли в протерозойскую эру. По данным на 1959 г. разведанные и перспективные запасы урановых руд в месторождениях этого возраста составляют 65—70 % от всех запасов капиталистических стран.

Обычно урановые месторождения приурочены к породам протерозоя, либо верхнего архея. Как подчеркивает М. М. Константинов (1960), наиболее благоприятной позицией для уранового оруденения этого возраста является область сопряжения протерозойских и архейских структур. Особенно много урановых месторождений размещается в отложениях нижнего протерозоя. К урановым провинциям, занимающим такое положение, следует отнести Канадский, Восточно-Австралийский, Южно-Африканский, Индийский и другие урановые пояса. Месторождения этих поясов, по данным М. М. Константина, часто близки друг к другу в металлогеническом отношении. Эта близость обусловлена: 1) ведущей ролью в рудах железа, меди, урана, никеля и кобальта; 2) пластообразным характером многих важнейших месторождений; 3) относительно меньшей (по сравнению с другими участками кристаллического щита) степенью регионального метаморфизма вмещающих пород.

Наибольшее практическое значение среди этих месторождений имеют первично-осадочные (Блайнд-Ривер, Витватерсrand), меньшее — гидротермальные (Медвежье озеро, Атабаска, Шинколобве, Маунт-Айза и др.) и весьма небольшое пегматитовые (Банкрофт, Радиум-Хилл).

Характерной особенностью докембрийского складчатого фундамента платформ Южного полушария является широкое распространение алмазов. Коренные месторождения алмазов среди докембрийских отложений не обнаружены. Однако в Африке, Индии и Южной Америке широко распространены россыпи алмазов, образовавшиеся при разрушении пород докембрийского возраста. Так, в Конго и Анголе находятся многочисленные месторождения окатанных алмазов, содержащихся в песчаниках и конгломератах триаса. Первостоичником алмазов считают породы докембия. Месторождения алмазов Западной Африки (Гана, Либерия, Сиера-Леоне, Гвинея), содержащие окатанные алмазы, приурочены к конгломератам протерозоя. Упомянутые выше золотоносные конгломераты системы Витватерсrand, содержащие также алмазы, имеют, вероятно, верхнепротерозойский или нижнепротерозойский возраст. Знаменитые алмазы Индии содержатся в гальке конгломератов и песчаников Виндийской системы, которые образовались при эрозии докембрийских отложений. Крупные месторождения алмазов Южно-Американской платформы также приурочены к конгломератам докембрийского возраста.

Подведем итоги, касающиеся характеристики двух древнейших этапов геологической истории. Анализ геологического строения щитов и кристаллических массивов показывает, что геологические процессы протогея существенным образом отличаются от комплекса процессов, характерных для более позднего этапа — дейтерогея.

Для протогея характерна весьма малая дифференцированность тектонических движений, о чем свидетельствует отсутствие четко выраженных тектонических зон, «ненормальные» сочетания комплексов пород, составляющих в более молодых образованиях различные формации, редкость стратиграфических перерывов и грубообломочных образований, приуроченных к верхам этого этапа. Геосинклинальные прогибы этого древнейшего этапа весьма специфичны, геосинклинальные системы отсутствуют, платформенные образования не установлены. Широко развиты процессы ультратаморфизма, с которыми связаны явления гранитизации и палингенезиса. Граниты интрузивного происхождения возникают лишь в конце протогея и пользуются ограниченным распространением.

Дейтерогей характеризуется значительно большей тектонической дифференцированностью, здесь появляется большое количество перерывов и несогласий, усиливается климатическая зональность, впервые выявляются типичные молассы. Различные группы формаций, характерные для этого типа, обособляются в пределах структурно-фаунистических зон различного типа, многие из которых в основных чертах сходны с аналогичными структурами более молодого этапа — неогея.

Для дейтерогея характерно появление платформ и комплекса платформенных формаций, обладающих, правда, рядом специфических черт. Процессы гранитизации и палингенезиса, хотя и распространены достаточно широко, приурочены лишь к определенным локальным зонам.

Широко развиты также гранитоидные породы интрузивного характера и вообще дифференцированные массы различных изверженных пород, с которыми связано разнообразное и интенсивное оруденение.

Как для протогея, так и для дейтерогея характерно обилие хемогенных образований, среди которых в металлогеническом отношении наибольшее значение имеют

кремнисто-железистые осадки, определенным образом связанные с вулканической деятельностью. Эти образования являются одним из связующих звеньев рассмотренных двух древнейших этапов в развитии Земли. Однако их более детальное изучение выявляет определенные отличия подобных железорудных образований протогея и дейтерогея. Лишь в дейтерогее образуются чрезвычайно мощные и самостоятельные комплексы железистых кварцитов и роговиков. Типичная джеспилитовая формация, по данным Л. И. Салопа (1960), развита лишь в протерозое, и следовательно, характерна для дейтерогея.

Рис. 42. Выделение тепла главными радиоактивными элементами в течение геологического времени (по Е. А. Любимовой)

Для древнейших этапов характерно чрезвычайно интенсивное развитие процессов вулканизма. Однако лишь в дейтерогее они локализовались по-преимуществу в пределах определенных зон — эвгеосинклиналей.

Ряд черт роднит дейтерогей с древнейшим этапом в развитии Земли, в то время как многие его черты уже ближе к особенностям неогея. Это относится не только к геологическим образованиям этого этапа, но и к важным чертам его металлогенеза. Поэтому дейтерогей должен рассматриваться в качестве самостоятельного крупного этапа в развитии Земли, имеющего, как мы видели, выдающееся значение в создании рудных богатств нашей планеты.

Рассматривая вопрос о возможных причинах наличия достаточно резкой грани между археем и протерозоем (протогеем и дейтерогеем), А. И. Тугаринов (1956), как и ряд других исследователей, подчеркивает, что на эпоху в 2—2,5 млрд. лет падает резкое изменение

теплового режима Земли, что естественно должно было обусловить изменение течения самых различных геологических процессов. Этот вывод вытекает из анализа кривых, вычисленных Любимовой Е. А и изображенных на рис. 42.

Многими исследователями и особенно Г. Штилле, С. С. Бубновым и Н. С. Шатским подчеркивалось отличие структур и комплексов пород, характерных для докембрия, с одной стороны, и более поздних эпох — с другой.

## НЕОГЕЙ

В неогее происходит дальнейшая дифференциация земной коры, окончательное обособление древних платформ и формирование геосинклинальных систем различного типа. Для этого этапа характерна внутренняя дифференциация сравнительно простых геосинклинальных структур дейтерогея с образованием сложных геосинклинальных систем. Последние в неогее состоят из различного типа геосинклиналей, геоантиклиналей, срединных массивов. Главные структурные элементы всегда сложно построенных геосинклинальных систем неогея ограничиваются чаще всего крупными разрывами типа глубинных разломов. Широкое развитие на этом этапе приобретают такие промежуточные геосинклинально-платформенные структуры, как краевые и передовые прогибы, наложенные прогибы и т. д. Среди геосинклиналей резко обособляются эвгеосинклинали с интенсивно развитыми процессами вулканизма, которые в свою очередь могут быть разделены на эвгеосинклинали с господствующими излияниями основных лав с одной стороны и вулканитов среднего и кислого состава — с другой, и миогеосинклинали. Среди последних также следует различать два главных типа: интенсивно прогибающиеся, для которых характерно накопление флишоидных осадков, и умеренно прогибающиеся с преобладанием карбонатных отложений.

Среди геоантиклиналей также легко можно различить два основных ряда: вулканогенные, с обильными излияниями кислых вулканогенных пород и карбонатно-терригенные с малосущественной ролью вулканитов.

Процессы дифференциации геосинклинальных систем постепенно обуславливают все более сложное строение различных участков этих структур и приводят к возникновению весьма разнообразных структурно-фацальных зон. Последнее обстоятельство оказывает решающее влияние на металлогенические особенности рудных провинций неогея, обуславливая весьма сложное сочетание различных по своему характеру металлогенических зон. Одновременно с дифференциацией геосинклинальных областей происходит сокращение их площади за счет систематического разрастания платформ. Последнее обстоятельство, обуславливает постепенное увеличение удельного веса платформенных месторождений.

Неогей выступает как типично геосинклинально-платформенный этап развития земной коры. Характерные особенности геосинклинальных, платформенных и переходных структур, которые описы-

ваются в трудах по геотектонике, по существу, относятся именно к этому этапу.

Во второй половине неогея, особенно в позднем подэтапе, отвечающем мезо-кайнозою, сравнительно широкое развитие приобретают новые тектонические процессы. Эти процессы приводят к раздроблению древних платформ и зон завершенной складчатости, превращению их в глыбовые структуры и известны под названием процессов активизации. Некоторые геологи (В. Е. Хайн и др.) рассматривают эти процессы как признак возвращения структур к прошедшей геосинклинальной стадии развития, однако большинство исследователей (Г. Ф. Мирчинк, Н. М. Страхов, Е. В. Павловский, В. В. Белоусов, Н. И. Николаев и др.) видят в этих явлениях новую форму развития земной коры, этим самым подчеркивая необратимый характер геологического развития последней. С формированием глыбовых зон связаны специфические магматические и металлогенические процессы, свидетельствующие, как нам представляется, также о необратимом характере металлогенического развития земной коры.

При рассмотрении геотектонических закономерностей распределения эндогенных рудных месторождений в неоге Н. С. Шатский (1960) подчеркнул отличия каледонид, герцинид и альпид. Однако он считает, что характерные особенности каледонид достаточно четко и без сколько-нибудь резких отличий проявляются и в соответственных по возрасту формациях герцинских складчатых сооружений. Альпиды, хотя и являются последним звеном в едином процессе, несут четкие специфические черты. Н. С. Шатский (1960) подчеркивает, что эти отличия характерны и для ранних этапов развития альпид, однако специфические особенности этого подэтапа наиболее ярко, как мы думаем, проявляются, начиная с верхнего мезозоя. Широкое развитие разнообразных, во многом специфичных магматических формаций и особенностей тектоники определяют распространение своеобразных рудных формаций, которые не были характерны, либо были мало распространены в более древние эпохи. Именно это обстоятельство заставляет нас выделить особый поздний подэтап неогея.

Кроме того, на этом самом молодом подэтапе эволюции Земли, как это подчеркнуто Н. С. Шатским (1960), резко проявляется явление диссимметрии в развитии земной коры. Это явление обусловливает достаточно четкие отличия в количественном распространении различных магматических формаций, а также некоторые отличия в их качественной характеристике и особенностях строения разных зон. Следствием этого являются их различные металлогенические черты.

Ввиду важности и в то же время недостаточной проработанности этого вопроса остановимся на нем несколько подробнее.

Среди складчатых сооружений альпийского возраста, как известно, выделяются две основные грандиозные структуры — широтная зона Тетиса и область молодой складчатости, охватывающая в виде кольца Тихий океан. Они несут ряд сходных черт, однако во многом и отличаются друг от друга.

Альпийская широтная зона Евразии (Тетис) по особенностям своего строения существенным образом отличается от более древних складчатых сооружений, расположенных в пределах этих же континентов. Зона альпид Европы и Альп представляет собой сложную мозаику из отдельных, относительно ограниченных по размерам геосинклинальных участков, в пределах которых проявляется очень интенсивная «альпинотипная» складчатость, и очень большого количества срединных массивов; для этой зоны характерно чрезвычайное обилие глубинных разломов, образующих закономерно ориентированные, но пересекающиеся системы. Участки геосинклинального характера состоят из отдельных геосинклиналей и геоантиклиналей, быстро изменяющих свой характер не только в поперечном направлении, но и по простирации. Весьма широко развиты межгорные и краевые прогибы, налагающиеся не только на указанные выше элементы геосинклинальных систем, но и на соседние платформенные области (краевые прогибы). В пределах Тетиса выявлены участки с земной корой океанического типа.

Металлогенические черты этой зоны, именуемой Средиземноморским металлогеническим поясом, в основном определяются двумя ее особенностями: широким развитием сложных эффузивно-интрузивных комплексов, характерных как для ранних этапов развития этих геосинклинальных систем, так и для поздних, и обильным развитием крупных разрывов различных типов (глубинных разломов, крупных пологих надвигов, шарьяжей).

По С. С. Смирнову (1946), «под Тихоокеанским поясом понимается зона мезо-кайнозойской складчатости, магматизма и металлогенеза, почти непрерывным кольцом охватывающая со всех сторон Тихий Океан». В пределах Тихоокеанского пояса, как это подчеркивается С. С. Смирновым, проявляется явная асимметрия. Его западная, азиатско-австралийская половина отличается большей шириной и большей сложностью строения. Здесь выделяется много разнобразных по своим особенностям срединных массивов. В целом чрезвычайная сложность строения, обилие глубинных разломов и другие особенности, отмеченные выше, роднят Тихоокеанский пояс с зоной Тетиса. Однако эти грандиозные структуры по ряду признаков достаточно четко отличаются друг от друга.

Альпиды Европы и Азии завершают единый процесс замыкания геосинклиналей, располагавшихся между древними платформами. Здесь осуществляется процесс последовательного наращивания платформ. Тихоокеанский пояс весьма отличается по своему структурному положению. Он «окружает глубоко погруженные области Тихого океана, отличающиеся, по-видимому, чрезвычайно мощным развитием вулканических процессов» (Шатский, 1960). Во внутренней зоне Тихоокеанского пояса 70—90 % площади сложено вулканическими породами. «Это целая магматическая лавина, выдавливающаяся из под Тихого океана» (Шатский, 1960).

Чрезвычайно важен для металлогенического анализа и другой момент, особенно характерный для Азиатского сектора пояса, кото-

**Geological Cross-Section Diagram**

The diagram illustrates the stratigraphy of the Earth's crust across geological eras. The vertical axis represents depth, with the surface at the top.

**Legend:**

- 1: Hatched pattern
- 2: Vertical lines
- 3: X pattern
- 4: Circle pattern
- 5: Blank
- 6: Upward triangle pattern
- 7: Downward triangle pattern
- 8: Diagonal line pattern
- 9: Dot pattern
- 10: Hatched pattern
- 11: Dotted pattern
- 12: Horizontal line pattern
- 13: Plus sign pattern
- 14: Blank
- 15: Vertical line pattern
- 16: Hatched pattern
- 17: Blank
- 18: Grid pattern
- 19: Blank
- 20: Grid pattern

**Stratigraphic Units:**

- Proterozoic:**
  - Archaei:** Nижний (Lower) and Верхний (Upper).
  - Protérozoï:** Нижний (Lower) and Верхний (Upper).
  - Palaeozoï:** Ст (St), S, D, C, P, T, J, Cr, Pg, N, Q.
- Neogene:** Поздний (Late).
- Quaternary:** Молибден (Molybdenum) and Железо (Iron) (осадочно-приокеаническая) (Sedimentary-continental).

Рис. 43. Изменение интенсивности процессов рудообразования и характера преобладающих рудных формаций в связи с этапами развития земной коры

1 — оловорудные месторождения пегматитовой формации; 2 — оловорудные месторождения касситерит-кварцевой формации; 3 — оловорудные месторождения касситерит-сульфидной формации; 4 — золотоносные конгломераты; 5 — золотоносные конгломераты без витватерс-ранца; 6 — мало сульфидная золотоносная формация; 7 — умеренно сульфидная золотоносная формация; 8 — борато сульфидная золоторудная формация; 9 — юная золото-серебряная формация; 10 — молибденит-кварцевая формация; 11 — молибденит-кварцевая формация; 12 — молибденит-шерлингит-халькопирит-кварцевая формация; 13 — молибденит-серпентит-кварцевая и молибденит-серпентит-халькопирит-кварцевая формации без Клаликанска; 14 — молибденит-серпентит-халькопирит-кварцевая формация; 15 — железистые кварциты и джеспилиты; 16 — морская геосинклинальная платформенная формация; 17 — геосинклинально-платформенная железорудная формация

Примечание. Группировка оловорудных формаций принята по данным С. С. Смирнова, О. Д. Левицкого и Е. А. Радкевича; золоторудных (за исключением золотоносных конгломератов) — по данным Н. В. Петровской, молибденовых — по данным Н. А. Хрущова; железорудных — по данным Н. М. Страхова и Л. Н. Формозовой.

Запасы руд железистых кварцитов и джеспилитов изображены вне масштаба

рый был подчеркнут С. С. Смирновым и Н. С. Шатским: «Развитие Тихоокеанского пояса в мезозое и кайнозое не считалось со складчатыми сооружениями Азиатского материка. Этот пояс возник на самых разнообразных сооружениях и ассимилировал их в виде как бы проникающих в западном направлении метастазов» (Шатский, 1960). Процесс раздробления древних платформ и их ассимиляция позднейшей складчатостью, характерной для Восточной Азии, подчеркнута многими исследователями (В. М. Синицыным, В. В. Белоусовым, Ю. М. Шейнманном). Важно отметить, что в пределах Восточной Азии весьма широко проявлены процессы «активизации платформ, что также подтверждается многими геологами» (Шатский, 1960). На этой территории в мезокайнозое развивались глыбовые зоны, которые наряду с указанными выше геологическими особенностями в значительной мере определяют металлогенический облик этой части Азиатского материка.

Рассмотрим раздельно рудные формации, характерные для раннего и позднего подэтапов неогея.

Металлогенические особенности раннего подэтапа неогея заключаются прежде всего в возникновении в этот период месторождений ряда металлов, которые не образовывали промышленных скоплений в протоге и дейтерогее. Сюда относятся такие металлы, как вольфрам, молибден, сурьма, ртуть и др. Вероятно, к этой же группе металлов в какой-то степени можно присоединить и олово, хотя оловорудные месторождения небольшого масштаба связаны с гранитоидами дейтерогея в Африке и Австралии.

Характерная особенность процесса металлогенической эволюции земной коры заключается в том, что хотя руды некоторых металлов встречаются и в образованиях различных этапов развития земной коры, но для каждого этапа характерны специфические формации (рис. 43). Так, если среди месторождений железа в протоге господствовала формация железистых кварцитов, а в дейтерогее джеспилитов, то в первой половине неогея, по данным Л. Н. Формозовой (1962), ведущее значение приобретают

вулканогенно-осадочная геосинклинальная, осадочная геосинклинальная формации, а также постепенно увеличивается роль осадочных платформенных железорудных формаций, подробно охарактеризованных Н. М. Страховым.

В протоге и дейтероге для золотых руд господствующую роль играет формация золотоносных конгломератов и древняя золоторудная (мало сульфидная по Н. В. Петровской) формация. В раннем неоге эти формации имеют небольшое значение среди золоторудных месторождений; в основном распространены умеренно сульфидная и богата сульфидная формации (Петровская, 1960).

Изменение типа рудных формаций во времени в связи с необратимым характером металлогенического развития земной коры можно проследить и на примере некоторых редких элементов и в частности ниobia. Если для протоге характерны скопления ниобиевых руд в виде зон рассеянной вкрапленности колумбита в гранитах (Нигерия), а для дейтероге — в виде концентрации колумбита в пегматитах (Южная Африка, Конго), то для раннего подэтапа неогея ведущую роль начинают играть скопления лопарита и пирохлора, связанные с различными комплексами щелочных пород. Количество приведенных примеров можно было бы значительно увеличить, но и сказанное достаточно убедительно свидетельствует о развитии специфических рудных формаций в связи с металлогеническими процессами раннего неогея.

Процесс разрастания платформ в неоге, о чём говорилось выше, оказывает влияние на размещение не только осадочных, но и магматогенных месторождений. В качестве примера могут быть приведены месторождения титана. Так, по данным И. И. Малышева (1957), месторождения богатых титановых руд докембрийского и отчасти нижнепалеозойского возраста связаны с габброидными массивами, приуроченными к зонам перехода от древних платформ к геосинклиналям, а месторождения более молодого возраста, представленные сложными комплексными титано-редкоземельными рудами, связаны с ультраосновными — щелочными и щелочными комплексами, которые приурочены к платформенным структурам и глыбовым зонам.

Наконец, еще одна важная особенность металлогенических процессов неогея заключается в том, что в связи с возникновением глыбовых зон и связанных с ними специфических формаций магматических пород формируются характерные рудные формации. Так, с формацией ультраосновных — щелочных магматических пород глыбовых зон связаны карбонатиты (Африка, Восточная Сибирь), с породами гранитоидной щелочной формации — месторождения апатита, пирохлора, циркония и редких земель иттровой группы, а с гранодиоритовой магматической формацией связаны молибденовые месторождения молибденито-серицито-кварцевой рудной формации.

Поздний неогей во многом сохраняет преемственность от раннего. Так, например, оловорудные месторождения кассiterит-квар-

цевой формации достаточно широко распространены в раннем подэтапе неогея, хотя большая часть месторождений этой формации возникла в позднем подэтапе. То же самое можно сказать о вольфрамито-кварцевой, молибденито-кварцевой и некоторых других формациях.

Однако многие рудные формации являются специфическими и возникли впервые в позднем подэтапе неогея. Сюда прежде всего относятся широко известные золото-серебряные месторождения так называемой «юной» формации. Часть этих месторождений, вероятно, имеет палеогеновый или даже меловой возраст, но большинство месторождений сформировалось в миоценовое или даже плиоценовое время (месторождения Голд菲尔д, Крипл-Крик, Комсток и др. в США, некоторые месторождения Мексики и Южной Америки, а также месторождения Карпат, Закавказья, Японии, Индонезии и др.). Эти месторождения часто характеризуются соединениями селена и теллура, высокой серебристостью золота, присутствием адуляра и иногда алуниита, широким развитием сложных сульфосолей и другими специфическими признаками.

Другой рудной формацией, весьма характерной для рассматриваемого подэтапа, является кварц-молибденит-серпентитовая, или кварц-молибденит-халькопирит-серпентитовая формация. Хотя месторождения этих формаций иногда встречаются в палеозойских образованиях, например Коунрад, Бощекуль, Алмалык в СССР, все же резко преобладают молодые месторождения, связанные с описываемым этапом. К числу этих месторождений относятся такие как Клеймакс, Квеста, Бингем, Майами и др. в США, Чикикамата и Браден в Чили, Каджаран и др. в СССР.

Характерны также специфические медные и медно-мышьяковые месторождения халькозин-борнит-энагритовой формации, например Бьют в штате Монтана в США и Бор в Югославии.

Отметим также специфические близповерхностные оловорудные и олово-серебряные месторождения кассiterит-сульфидной формации, характерные для тихоокеанского пояса. Эти месторождения широко распространены в Боливии, Мексике, Сихоте-Алине. Они обладают рядом особенностей, не типичных для оловорудных месторождений палеозойского и более древнего возраста.

К числу характерных для этого подэтапа формаций можно также отнести киноварную, представителями которой являются такие крупные месторождения ртути, как Монте-Амиата в Италии, Идрия в Югославии, по-видимому, Альмаден в Испании, а также целый ряд более мелких месторождений в США, Чили, Перу, Индонезии, Новой Зеландии, Японии и т. д. С эфузивными и гипабиссальными вулканическими породами позднего подэтапа неогея связана специфическая шеелит-ферберит-стибнитовая формация (часто с киноварью). Наибольшим распространением месторождения этой формации пользуются в Кордильерах, где для некоторых из них установлен третичный возраст. В качестве примера можно привести месторождение Боулдер в штате Колорадо и месторождение Атоллия в Калифорнии,

а также ряд небольших месторождений в Восточном Забайкалье и на Кавказе.

Наконец, вероятно, к специфическим рудным формациям этого подэтапа следует отнести свинцово-цинковые месторождения простого состава, распространенные в Западных и Восточных Альпах, а также в Северной Африке. Эти месторождения альпийского возраста не ассоциируются с магматическими породами. Они размещаются в зонах крупных разрывов, в том числе надвигов и шарьяжей и, по мнению Г. Шнейдерхена, относятся к группе регенерированных месторождений альпийского типа. Близи свинцово-цинковых месторождений подобного типа часто встречаются простые сидеритовые, баритовые и магнезитовые рудные образования. Из месторождений нерудных полезных ископаемых для позднего подэтапа особенно характерны месторождения вулканогенной серы, образующей крупные скопления в Италии, Японии, на Камчатке и т. д.

Все вышеупомянутые типы рудных месторождений распределены в пределах земной коры весьма неравномерно. Наибольшим распространением они пользуются в пределах Тихоокеанского и Средиземноморского рудных поясов. С. С. Смирнов (1946) первым обратил внимание на большое различие в металлогении этих двух поясов. Он подчеркнул широкое развитие в пределах Тихоокеанского пояса третичных бонанцевых золото-серебряных и серебряных месторождений юной формации, распространенных во внутренней части Тихоокеанского пояса. Здесь же обильны медные месторождения кварц-халькопирит — серицитовой формации, иногда содержащие крупные скопления молибденовых руд, и месторождения меди энаргито-халькозино-борнитовой формации. Для этой же зоны весьма характерны своеобразные богатые турмалином месторождения медных, золотых и серебро-свинцово-цинковых руд.

Для внешней зоны Тихоокеанского пояса чрезвычайно характерны вольфрамовые и в особенности оловорудные месторождения, причем здесь широко распространены месторождения кассiterит-кварцевой и кассiterito-сульфидной формации. Достаточно широко развиты во внешней зоне Тихоокеанского пояса золоторудные месторождения (умеренно сульфидной и богато сульфидной формации), а также полиметаллические месторождения.

В отличие от Тихоокеанского рудного пояса, в Средиземноморском поясе практически не развиты оловорудные и вольфрамовые месторождения, относящиеся к позднему подэтапу неогея. Вместе с тем здесь широко распространены крупные ртутные месторождения, в то время как в Тихоокеанском поясе месторождения киновари хотя и встречаются, но не достигают больших масштабов.

В пределах Средиземноморского пояса широко развиты свинцово-цинковые месторождения простого состава, сидеритовые, баритовые, магнезитовые и другие минеральные скопления, которые не имеют видимой связи с магматическими породами. Они контролируются крупными разрывами. Подобные месторождения не характерны для Тихоокеанского пояса.

То же самое касается и хромитовых месторождений, весьма характерных для Средиземноморского пояса и чрезвычайно мало распространенных в пределах Тихоокеанского. Наоборот, среди минеральных комплексов Средиземноморского рудного пояса по сравнению с Тихоокеанским, как это отмечает Ю. А. Билибин (1948), существенно уменьшается роль бора и фтора.

Все высказыванное о различных металлогенических особенностях Тихоокеанского и Средиземноморского поясов отражает различия в их геологической истории. Однако многие рудные формации этих поясов весьма близки и в то же время заметно отличаются от рудных формаций раннего подэтапа неогея и более древних эпох.

---

## ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. Госгеолтехиздат, 1954.
- Абдуллаев Х. М. Дайки и оруденение. Госгеолтехиздат, 1957.
- Абдуллаев Х. М. Магматизм и связанные с ним металлогенические процессы в Средней Азии. Мат-лы 2-го Всесоюз. петрограф. совещан. Изд. АН Узб. ССР. Ташкент, 1958.
- Абдуллаев Х. М. О петрометаллогенических рядах магматических пород и эндогенных месторождений. Сов. геол. № 5, 1960.
- Авелико Игнаско ди Оливейра. Очерки по геологии Южной Америки. Бразилия. Изд-во иностр. лит., 1959.
- Амирасланов А. А. Основные типы месторождений свинца и цинка. Госгеолтехиздат, 1957.
- Апельцин Ф. Е. Формации малых интрузий золотоносного пояса Северо-Востока СССР. Мат-лы 2-го Всесоюзн. петрограф. совещан. Изд. АН Узб. ССР. Ташкент, 1958.
- Апельцин Ф. Е. Габброидная щелочная формация. В кн. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. Геология месторождений редких элементов, вып. 12–13. Госгеолтехиздат, 1961.
- Архангельский А. Д. Типы бокситов СССР и их генезис. Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. Изд. АН СССР, 1937.
- Асланин А. Г. Региональная геология Армении. Ереван, 1958.
- Афанасьев Г. Д. Строение земной коры и некоторые проблемы петрографии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1961.
- Афанасьев Г. Д. Некоторые особенности развития магматизма Северо-Кавказской складчатой области. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1952.
- Барсуков В. Л. О металлогенической специализации гранитоидных интрузий. Тезисы докл. Геологической конференции, посвящ. столетию со дня рождения В. И. Вернадского. Изд. АН СССР, 1963.
- Бартон П. В. Химическая обстановка рудоотложения и проблема переноса рудообразующих элементов при низкой температуре. В сб. «Проблемы эндогенных месторождений». Изд-во иностр. лит., 1960<sub>1</sub>.
- Бартон П. В. Некоторые пределы возможного состава рудообразующих растворов. В сб. «Термодинамика геохимических процессов». Изд-во иностр. лит., 1960<sub>2</sub>.
- Белевцев Я. Н. и др. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. Госгеолтехиздат, 1957.
- Беляков И. В. Нейвские кианитовые месторождения. В кн. «Богатства недр Кольского п-ова». Мурманск, 1957.
- Беммелен Ван Р. В. Геология Индонезии. Изд-во иностр. лит., 1957.
- Бетехтин А. Г. О минералогии. Изв. АН СССР, 1945, № 6.
- Бетехтин А. Г. Промышленные марганцовые руды СССР. Изд. АН СССР, 1946.

Б е т е х т и н А. Г. и др. Курс месторождений полезных ископаемых. ГОНТИ. М.—Л., 1946.

Б е т е х т и н А. Г. Понятие о парагенезисе минералов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1949, № 4.

Б е т е х т и н А. Г. Парагенетические соотношения и последовательность образования минералов. Зап. Всесоюз. минерал. общ.-ва. 2-я сер., ч. 80, вып. 2. Изд. АН СССР, 1951.

Б е т е х т и н А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1953.

Б е т е х т и н А. Г. О генетической связи гидротермальных образований с интрузивами. В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953<sub>2</sub>.

Б е т е х т и н А. Г. О причинах движения гидротермальных растворов. В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1953<sub>3</sub>.

Б и ли б и н Ю. А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 4.

Б и ли б и н Ю. А. О геохимическом типе орогенических зон. МГК, XVIII сессия. Лондон, 1950.

Б и ли б и н Ю. А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений. Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, вып. 2. Изд. АН СССР, 1951.

Б и ли б и н Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.

Б и ли б и н Ю. А. Общие вопросы металлогенеза золота. Т. II. Изд-во АН СССР, 1959.

Б обриеви ч А. П., К ря т о в Б. М., Щ у к и н В. Н. Некоторые данные по геологии и петрографии кимберлитов. Тр. Якутск. фил. АН СССР, сб. 6. Изд. АН СССР, 1961.

Б обриеви ч А. П. и Соболев В. С. Эклогитизация пироксеновых кристаллических сланцев архейского комплекса. Зап. Всесоюз. Минер. об-ва. Изд. АН СССР, ч. 86, № 1, 1957.

Б огданович К. И. Рудные месторождения. Т. II, Спб. Изд. Горного ин-та, 1913.

Б онеславский С. И. Титановые минералы в бокситах. Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 2.

Б ородаевская М. Б. Некоторые особенности петрогенезиса формации малых интрузий послеверхнеюрского возраста в одном из районов Восточного Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 6.

Б ородаевская М. Б. Некоторые петрогенетические особенности золотоносных магматических формаций и типы связанных с ними золоторудных месторождений СССР. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Тр. 2-го Всесоюз. Петрограф. совещания. Госгеолтехиздат, 1960.

Б ородаевская М. Б., Б ородаевский Н. И. Петрогенезис, структурные типы и металлогенез малых интрузий. МГК, XXI сессия. Прикладная геология. Госгеолтехиздат, 1960.

Б ородаевский Н. И. Принципы перспективной геологической оценки рудных полей. Тр. НИГРИЗолото, вып. 21, 1956.

Б родская Н. Г. Фосфатонакопление в третичных отложениях Сахалина. Сообщение Сахалинск. комплексн. научн. исслед. ин-та, вып. 7. Изд. АН СССР, 1959.

Б ушинский Г. И. О генетических типах бокситов. В кн. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд. АН СССР, 1958.

Б ушинский Г. И. Об условиях образования бокситов и закономерности размещения бокситовых месторождений. Всб. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. 1. Изд. АН СССР, 1958.

Б этман А. М. Промышленные минеральные месторождения. Изд-во иностр. лит., 1949.

В аренцов И. М. О главнейших марганценоносных формациях. В кн. «Осадочные руды железа и марганца». Изд. АН СССР, 1962.

Василевский М. М. О критериях глубинности поствулканического гидротермального метаморфизма, в Центрально-камчатской рудной зоне. Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 1.

Вахромеев С. А. Месторождения полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1961.

Великий А. С. Структуры рудных полей (в складчатых областях). Изд. Ленингр. ун-та, 1961.

Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Соколов Ю. М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. Изд. АН СССР, 1963.

Виноградов А. П. О причине отсутствия известковых (из $\text{CaCO}_3$ ) скелетов у докембрийских беспозвоночных. Докл. АН СССР. Т. 27, 1940, № 3.

Виноградов А. П. Геохимия рассеянных элементов в морской воде. Успехи геохимии, вып. 1, 1944, № 13.

Виноградов А. П. О причинах высокого содержания титана в бокситах, в связи с вопросом генезиса бокситов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 4.

Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. Изд-во АН СССР, 1959.

Виноградов А. П. и др. Абсолютная геохронология украинского докембра. МГК, XXI сессия. Докл. советских геологов. Определение абсолютного возраста дочетвертичных формаций. 1960.

Виноградов А. П., Тугаринов А. И. Геохронология докембра. Геохимия, 1961, № 9.

Вольфсон Ф. И. Отношение оруденения эндогенных месторождений к крупным тектоническим структурам. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 6.

Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. Госгеолтехиздат, 1963.

Вольфсон Ф. И. К вопросу о классификации месторождений цветных металлов. Сб. статей Всесоюзн. заочн. политехнического ин-та, № 8. Изд. высш. школы, 1954.

Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. Госгеолтехиздат, 1962.

Воробьева О. А. Щелочные породы СССР. Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. Пробл. 13, МГК, XXI сессия, 1960.

Высоцкий Н. К. Месторождения золота Кочкиарской системы в Южном Урале. Тр. Геол. Ком. Т. 13, 1900, № 3.

Газизова К. С. Медное месторождение Коунрад. Госгеолтехиздат, 1957.

Гайдукова В. С. и др. Геологическое строение и минералого-geoхимические особенности редкометальных карбонатитов. Геология месторождений редких элементов, вып. 17. Госгеолтехиздат, 1962.

Гинзбург А. И. Геология месторождений редких элементов, вып. 12—13. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. Госгеолтехиздат, 1961.

Гинзбург А. И. Геология месторождений редких элементов, вып. 14. Типы месторождений редких элементов. Госгеолтехиздат, 1961.

Гинзбург А. И. Геология месторождений редких элементов, вып. 17. Геологическое строение и минералого-geoхимические особенности редкометальных карбонатитов. Госгеолтехиздат, 1962.

Гинзбург А. И. Специфические особенности месторождений редких элементов. В кн. «Геология месторождений редких элементов». Вып. 14. Типы месторождений редких элементов и их поисковые критерии. Госгеолтехиздат, 1961.

Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования гранитных пегматитов. Геология рудных месторождений, 1960, № 1.

Годлевский М. Н. Трапы и рудоносные интрузии Норильского района. Госгеолтехиздат, 1959.

Голубчина М. Н., Рабинович А. В. К вопросу о критериях

связи оруденения с магматизмом по данным изотопного анализа свинца пород и руд. Геохимия. 1957, № 3.

Гоньшакова В. И. Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы. Изд. АН СССР, 1961.

Горецкий Ю. К., Лаврович Н. С., Любимов А. Л. Бокситы. Госгеолтехиздат, 1949.

Горецкий Ю. К. и др. Условия образования и закономерности размещения бокситовых месторождений. Сб. науч.-техн. информ. МГ и ОН, техн. упр. Госгеолтехиздат, 1956, № 2.

Горжевский Д. И. О значении состава галек конгломератов для выяснения некоторых вопросов геологической истории. Геол. сборн. Львовск. Геол. Об-ва № 4. Изд. Львовск. ун-та, 1957.

Горжевский Д. И. О тектонических условиях формирования эфузивов на примере Рудного Алтая. Геол. сб., 1958, № 5—6.

Горжевский Д. И. Главные особенности геологии и металлогенеза Рудного Алтая. Автореф. докторской дисс. М., 1959.

Горжевский Д. И. Об особенностях состава и строения полиметаллических руд месторождений Рудного Алтая, образовавшихся на разной глубине. Вестн. Львовск. ун-та, сер. геол., 1962, № 1.

Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Об одном оригинальном типе оловоносных железо-рудных скарнов. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, № 6, 1952.

Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Классификация типов металлогенических зон земной коры. Тезисы докл. на III Всесоюз. совещании по закономерностям формирования и размещения эндогенных месторождений альпийской геосинклинальной зоны территории СССР. Баку. Изд. АН Азерб. ССР, 1962.

Горностаев Н. Н. Новые принципы классификации эманационных месторождений. Сб. тр. треста «Золоторазведка», ОНТИ, вып. 2, М., 1936.

Горохов С. С., Рудник Г. Б., Шарфман В. С. К вопросу о возрасте гипербазитовых интрузий Южного Урала. Докл. АН СССР, т. 142, 1962, № 3.

Григорьев И. Ф., Доломанова Е. И. Генетические типы олово-рудных месторождений Забайкалья. Тр. МГРИ, Госгеолтехиздат, т. XXIX, 1956.

Грушкин Г. Г. Некоторые закономерности образования флюоритовых месторождений Чаткальского и Кураминского рудных районов. Геология рудных месторождений, 1961, № 1.

Домарев В. С. Геология урановых месторождений капиталистических стран. Госгеолтехиздат, 1956.

Домарев В. С. Некоторые геологические особенности метаморфогенных рудных месторождений. Мат. ВСЕГЕИ. Нов. сер., вып. 8. Геология и полезные ископаемые, 1956<sup>2</sup>.

Домарев В. С., Богданов Ю. В. О зональности оруденения в медистых песчаниках Удоканского месторождения. Геология рудных месторождений, 1959, № 1.

Дю-Тойт. Геология Южной Африки. Изд-во иностр. лит., 1957.

Ефимов И. А. Генетическая классификация месторождений титана в древних метаморфических толщах. Очерки по металлогенезу осадочных пород. Изд. АН СССР, 1961.

Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. Тр. ИГЕМ. Изд. АН СССР, вып. 14, 1959.

Завариккий А. Н. О классификации магматических рудных месторождений. Изв. Геол. Ком., 1926, № 2.

Завариккий А. Н. О генезисе колчеданных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол. 1943, № 3.

Завариккий А. Н. Метаморфизм и метасоматизм в Уральских колчеданных месторождениях. В сб. «Колчеданные месторождения Урала». Изд. АН СССР, 1950.

Заваричкий В. А. Материалы к петрографии гранитов Восточного Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., 1937, № 2.

Заваричкий В. А. Метаморфизм зеленокаменных пород, вмещающих колчеданные месторождения им. III Интернационала на Среднем Урале. В кн. «Колчеданные месторождения Урала». Изд. АН СССР, 1950.

Захаров Е. Е. К вопросу о классификации месторождений полезных ископаемых. Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 5.

Захаров Е. Е. Опыт классификации серебро-свинцово-цинковых рудных месторождений. Тр. МГРИ. Т. 28, Госгеолтехиздат, 1955.

Захаров Е. Е. Металлогенез Карагату. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых». Изд. АН СССР, т. III, 1960.

Зеленов К. К. Вынос растворенного алюминия термальными водами Курильской гряды и некоторые вопросы образования геосинклинальных месторождений бокситов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 3.

Зеленов К. К. Подводные и наземные гидротермальные процессы и их роль в осадочном рудообразовании. Гидротермальные процессы и минералообразование в областях активного вулканизма. Тр. Лабор. вулканол. Вып. 19, Изд. АН СССР, 1961.

Зеленов К. К. Геохимия алюминия и титана в областях вулканической деятельности островных дуг. Сов. геол., 1963, № 3.

Зенков Д. А. Интерминерализационная тектоника как критерий оценки рудных месторождений. Тр. Моск. ин-та цветн. металлов и золота. В сб. «Рудничная геология», № 19, 1947.

Иванов С. Н. Опыты получения форм колчеданных месторождений путем раздавливания пластических масс. Изв. АН СССР, 1941, № 2.

Ициксон Г. В. и др. Оловорудные месторождения Малого Хингана. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 27, Госгеолтехиздат, 1959.

Казицын Ю. В., Александров Г. В., Павлова В. В., Панов Е. Н. Мезозойские металлоносные интрузии Олекма-Нерчуганского района. Сов. геол., 1962, № 9.

Козеренко В. Н. Анализ глубинности интрузий при поисках рудных месторождений в средней части Западного Тянь-Шаня. Сов. геол., 1946, № 17.

Козеренко В. Н. Основные геологические закономерности в размещении и характере эндогенных рудных месторождений на территории Средней части Западного Тянь-Шаня. Геология и горное дело. Сб. научн. тр. Металлургиздат, № 13, 1947.

Козеренко В. Н. О геологических критериях поисков эндогенных руд в Западном Тянь-Шане. Геология и горное дело. № 19, Сб. научн. тр. МИЦМИЗ, 1947.

Козеренко В. Н. К истории изучения геологического строения Восточного Забайкалья. Вопросы геологии Азии, т. 1, Изд-во АН СССР, 1954.

Козеренко В. Н. Некоторые вопросы эндогенной металлогенезии. Геол. сб. Львов. геол. об-ва, № 1, 1954.

Козеренко В. Н. Геологическое строение юго-восточной части Восточного Забайкалья. Изд. Львовск. ун-та, 1956.

Козеренко В. Н. Значение структурно-фацальных зон для металлогенического анализа на примере Восточного Забайкалья. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. III, Изд. АН СССР, 1960.

Козеренко В. Н., Лазько Е. М. К вопросу о геологических условиях формирования гранитоидов. Геолог. сб. Львовск. геол. об-ва, № 2—3, 1956.

Козеренко В. Н., Лазько Е. М. К характеристике киммерийских интрузий юго-восточной части Восточного Забайкалья. Докл. АН СССР, т. XV, 1949, № 3.

Константинов М. М., Куликова Е. Я. Урановые провинции. Атомиздат, 1960.

Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана). Изв. АН СССР, сер. геол., 1952, № 4.

Коптев-Дворников В. С. Проблема магматической петрографии

в связи с формированием гидротермальных месторождений. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Тр. 1-го Всесоюз. петрограф. совещ. Госгеолтехиздат, 1955.

Коптев - Дворников В. С. Вопросы терминологии, имеющие отношение к изучению геологии изверженных пород. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, нов. сер. 54, отд. геол. 34, вып. 4, 1959.

Коптев - Дворников В. С. и др. Интрузии гранитной формации малых глубин, поведение в их породах элементов примесей и критерии генетических связей рудообразования с ними. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Тр. 2-го Всесоюз. петрограф. совещ. Изд. АН СССР, 1960<sub>1</sub>.

Коптев - Дворников В. С. и др. Гранитные формации малых глубин. МГК XXI сессия, докл. советских геологов. Петрографические провинции, изверженные и метаморфические породы. Проблема № 13. Изд. АН СССР, 1960<sub>2</sub>.

Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Тр. ИГН. Изд. АН СССР, вып. 12, 1940.

Коржинский Д. С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях. Гидротермальные процессы и минералообразование в областях активного вулканизма. Тр. лабор. вулканологии. Изд. АН СССР, вып. 19. Москва. 1951.

Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогических фаций глубинности. Тр. ИГН, Изд. АН СССР, вып. 12, 1940.

Королев А. В. Зависимость зонального оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол. 1949, № 1.

Королев А. В. Эндогенное рудообразование в развитии Земли. Тр. Среднеаз. политехнич. ин-та, вып. 6, нов. сер., 1959.

Котляр В. Н. О магматических комплексах и оруденении. Сов. геол., сб. 43, 1955.

Котляр В. Н. Экструзивы, эфузивы и оруденение. Изв. высш. учебн. зав. 1960, № 9.

Котляр В. Н. Об особенностях образования некоторых близповерхностных послемагматических месторождений. Изв. Высш. учебн. зав., сер. геол. и разведка, 1961.

Котляр В. Н. Геология месторождений урана. Госгеолтехиздат, 1961.

Котляр В. Н. О рудоносных вулканических жерлах и их пространственном размещении. Зап. всесоюз. минер. об-ва. Изд. АН СССР, ч. 91, вып. 4, 1962.

Котляр В. Н., Фаворская М. А. О взаимоотношениях некоторых типов оруденения с эфузивными формациями. Вопросы вулканизма. Тр. 1-го Всесоюз. вулкан. совещ. Изд. АН СССР, М., 1962.

Кратц К. О. О генезисе магматических титаномагнетитовых месторождений. Тр. Лабор. геологии, вып. 7, 1957.

Крейтер В. М. Поиски и разведка полезных ископаемых. Госгеолиздат, 1940.

Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1956.

Крейтер В. М. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1960.

Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. Изд. иностр. лит., 1954.

Кузнецов Ю. А. Схема классификации магматических пород. Тр. Горно-геол. ин-та. Зап. Сиб. фил. АН СССР, вып. 5, 1949.

Кузнецов Ю. А. Петрография и учение о формациях. В кн. «Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях», т. 1. Новосибирск, 1955.

Кузнецов Ю. А. Магматические формации. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1, 1958.

Кузнецов Ю. А. О принципах выделения и классификации фаций магматических пород. В сб. «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Изд. АН Каз. ССР, 1960.

Кузнецов Ю. А. Магматические формации и их классификация. МГК XXI сессия. Проблема 13, 1960.

Кузнецов Ю. А. Основные закономерности тектонического размещения и классификация магматических формаций. В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат. 1960.

Кузнецов Ю. А. О гетерогенности магматических пород на примере гранитов. Геология и геофизика, 1961, № 10.

Кузнецов Ю. А. Условия образования главных типов магматических формаций подвижных зон. Геология и геофизика, 1962, № 10.

Кузнецов Ю. А. Магматические формации и некоторые общие вопросы геологии. Геология и геофизика, 1962, № 5.

Кушнарев И. П. К вопросу об этапах минерализации Джидинского молибденово-вольфрамового месторождения. В сб. «Геология и горное дело». Тр. Моск. ин-та цветн. металлов и золота. Металлургиздат, № 16, 1947.

Кушнарев И. П. Глубина формирования эндогенных месторождений Кураминской структурно-фацальной зоны и роль эрозионного среза в их размещении. Геолог. рудных месторождений. 1961, № 6.

Лабазин Г. С. О закономерности размещения полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья в связи с его геологическим строением. Зап. Всесоюз. минер. об-ва, № 5, 1958.

Лазыко Е. М. Некоторые генетические особенности месторождения Курумкан, выявленные с помощью минералотермометрического анализа. Исследования минералообразующих растворов. Тр. ВНИИП, т. 1. Госгеолтехиздат, № 2, 1957.

Лазыко Е. М. О генезисе хрусталиеносных образований и промышленных типах месторождений пьезокварца. Тр. ВНИИП, т. 2. Госгеолтехиздат, № 1, 1958.

Лазыко Е. М. Об особенностях развития земной коры в архее и протерозое. Геология и разведка. Изв. Высп. учебн. зав., 1961, № 11.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Олонецкая диабазовая формация. Тр. Спб. об-ва естествоисп., 1888, № 19.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Геологический очерк Южно-заозерной дачи Денежкина камня на Северном Урале. Тр. Спб. об-ва естествоисп., отд. геол. и минер., вып. 5, 1900, № 30.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А. Петрографический словарь. Гос. научн. техн. геологоразв. изд-во, 1932.

Левицкий О. Д., Смирнов В. И. Использование гипогенной зональности при поисках слепых рудных тел гидротермального происхождения. Сов. геол., 1959, № 2.

Левицкий О. Д. и др. Этыкинское оловорудное месторождение Восточного Забайкалья. Труды ин-та геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. Вып. 100, 1963.

Линдгрен В. Минеральные месторождения. Вып. 3, ОНТИ, 1933, 1934, 1935.

Лодочников В. Н. Серпентины, серпентиниты ильчирские и др. Тр. Центр. научн. исслед. ин-та, вып. 38, 1936.

Локк А. Рассеянные месторождения меди. Геология рудных месторождений западных штатов США. ОНТИ, М.-Л., 1937.

Лурье М. Л., Обручев С. В. Основные черты эфузивного вулканизма трапповой формации Сибирской платформы. Мат-лы ВСЕГЕИ. Нов. сер., вып. 7, 1955.

Магакьян И. Г. Главные промышленные семейства и типы руд. Зап. всесоюз. минер. об-ва, 2-я сер., вып. 4, 1950.

Магакьян И. Г. О металлогенической специализации в некоторых типах тектономагматических комплексов. Зап. всесоюз. минер. об-ва, ч. 81, вып. 3, 1952.

Магакьян И. Г. Основы металлогенеза материков. Изд. АН Армянск. ССР. Ереван, 1959.

Магакьян И. Г. Рудные месторождения (промышленные типы месторождений металлических полезных ископаемых). Изд. АН Арм. ССР. Ереван, 1961.

Мазарович А. Н. Об основных единицах геохронологии. Докл. АН СССР, 1947, № 3.

Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. Госгеолтехиздат, 1957.

Маявкин С. Ф. К вопросу о генезисе месторождений бокситов. В сб. «Тр. конференции по генезису руд железа, марганца и аллюминия». Изд. АН СССР, 1937.

Марков М. С. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (Канадский щит). Геология и петрология докембра. Изд. АН СССР, 1962.

Масленников В. А. К вопросу о генезисе сегрегационно-магматического титано-магнетитового оруденения. Тр. Лабор. геологии докембра, вып. 7, 1957.

Мерлич Б. В. Закономерности формирования ртутного оруденения в Закарпатье. Сов. геол., 1958, № 2.

Мерлич Б. В. Стадии эндогенного минералообразования в Закарпатье. Мат-лы комиссии минералогии и геохимии № 1 Карпато-балканской ассоциации Международного геол. конгр., Львов, 1961.

Митсухи Т. Месторождения железных руд Японии. Железорудные месторождения мира. Изд. иностр. лит. 1955.

Монич В. К. К вопросу о фациях магматических пород Казахстана. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., вып. 15, 1952.

Мусин Р. А. Генетические типы месторождений корундовых руд, как разновидности глиномистых формаций. Изд. АН Узб. ССР, 1957.

Набоков С. И. Современные гидротермальные процессы и метаморфизм вулканических пород. Гидротермальные процессы и минералообразование в областях активного вулканизма. Тр. лабор. вулканологии. Вып. 19, Изд. АН СССР, 1961.

Наковник Н. И. Месторождение Коунрад и его горные породы и минералы. Изд. АН СССР, 1937.

Наковник Н. И. Вторичные кварциты, их минеральные фации, генезис и практическое значение. Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 1.

Нечаева Е. А. Гранитоидная щелочная формация. В кн. «Щелочные интрузии, их размещение и связанные с ними минерализации». Геология месторождений редких элементов, вып. 12—13. Госгеолтехиздат, 1961.

Николаев В. А. К вопросу о генезисе гидротермальных растворов и этапах глубинного магматического процесса. В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». АН СССР, 1953.

Николаев Н. И. Развитие структуры земной коры и ее рельефа по данным неотектоники. Сов. геол., 1955, сб. 48.

Николаев В. А. и др. Методическое руководство по геологическому картированию метаморфических комплексов. Госгеолтехиздат, 1957.

Обручев В. А. Геологические предпосылки распространения важнейших полезных ископаемых. Теория распространения ископаемых. (Мат. к I Всесоюз. конф. по размещ. производ. сил Союза ССР во втором пятилетии). М.—Л. Гос. экон. изв. 1932.

Обручев В. А. Закономерности распределения полезных ископаемых в главных районах СССР. СОРЕНА, вып. 6, 1933.

Обручев В. А. Рудные месторождения. ОНТИ, 1935.

Ольшанский Я. И., Иваненко В. В. Механизм переноса веществ при образовании гидротермальных месторождений сульфидов. Тр. ИГЕМ, вып. 16, 1958.

Орлова Е. В. Геологические предпосылки для поисков боратов вулканическо-осадочного происхождения. Геология и разведка. Изв. Высш. уч. завед., 1962, № 5.

Павлов Н. В. Закономерности размещения магнитомагнетитовых месторождений Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. III. Изд. АН СССР, 1960.

Павлов Н. В., Чупринина И. И. О магнитомагнетитах как индикаторах глубинности оруденения. Докл. АН СССР, т. 104, 1955, № 2.

- Павлов Н. В. Магномагнетитовые месторождения района Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. Тр. ИГЕМ, вып. 62. 1961.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. Геология и петрология докембра. Вып. 5. сер. геол. Изд. АН СССР, 1962.
- Павловский Е. В., Беличенко В. Г. Осадочные формации верхнего протерозоя Саяно-Байкальского нагорья и связанные с ним полезные ископаемые. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. I. Изд. АН СССР, 1958.
- Парк Ч. Ф. (младший). Теория зональности рудных месторождений. В сб. «Проблемы рудных месторождений». Изд. иностр. лит., 1958.
- Парк Ч. Ф. Спилиты и проблема марганца полуострова Олимпик, штат Вашингтон. В сб. «Проблемы палеовулканизма». Изд. иностр. лит., 1963.
- Пейве А. В. Тектоника Северо-Уральского бокситового пояса. Изд. Моск. об-ва испыт. природы. 1947.
- Петрашек В. Э. Магматизм и металлогенез юго-восточной Европы. В сб. «Рудные регенерированные месторождения». Изд. иностр. лит., 1957.
- Петровская Н. В. Характер золотоносных минеральных ассоциаций и формаций золотых руд СССР. МГК XXI сессия. Проб. 16. Генетические проблемы руд. Госгеолтехиздат, 1960.
- Пизинюр А. В. Генетическая связь кварцевых жил месторождения Барсукчи с интрузией гранитов по включениям минералов. Исследования минералообразующих растворов. Тр. ВНИИП, т. 1. Госгеолтехиздат, 1957.
- Повилаitis M. M. Соотношение оруденения с дайками как один из критериев генетической связи месторождения с интрузиями (на примере Джидинского месторождения). Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 1.
- Погодин Ю. В. Вопросы генезиса полиметаллических месторождений Подкаменной Тунгуски. Сов. геол., 1956, № 50.
- Полевая Н. И. Глауконит как индикатор геологического времени и шкала абсолютной геохронологии. Автографат докторской диссертации. М-во Высш. и Средн. специального образования. Ленингр. ун-т, 1963.
- Половинкина Ю. И. Куммингтонит и щелочные амфиболы Кривого Рога. Мин. сб. львовск. геол. об-ва. 1953, № 7.
- Попов В. М. О благоприятных и экранирующих горизонтах в пластовых месторождениях цветных металлов. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. V. Изд. АН СССР, 1962.
- Пухарев А. И. О геологии и особенностях локализации оруденения южноякутских железорудных месторождений. Геология рудных месторождений. 1959, № 1.
- Радкевич Е. А. Генетические типы кассiterитово-сульфидных месторождений. Тр. ИГН, вып. 134, 1952.
- Радкевич Е. А. О типах вертикальной и горизонтальной зональности. Сов. геол. 1959, № 9.
- Радкевич Е. А. К вопросу о типах металлогенических провинций и рудных районов. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. II. Изд. АН СССР, 1959.
- Радкевич Е. А. К вопросу о типах рудоносных территорий. МГК, XXI сессия. Пробл. 20. Прикладная геология. Госгеолтехиздат, 1960.
- Рамдор П. О метаморфизме и вторичной мобилизации. В сб. «Рудные регенерированные месторождения». Изд. иностр. лит., 1957.
- Редкометальные карбонатиты. Геология месторождений редких элементов. Вып. 1. Госгеолтехиздат, 1958.
- Роненсон Б. М. Особенности геологической структуры Слюдянского месторождения и условия локализации флогопитоносных тел. Тр. МГРИ, т. XXXI, 1957.
- Роненсон Б. М. Основные черты геологического строения северной части Вишневых гор. Изв. Высш. уч. зав. Сер. Геология и разведка, 1959, № 1.
- Роненсон Б. М., Левин В. Я., Панков Ю. Д. Щелочной комплекс ильменских и Вишневых гор. Первое Уральское петрографическое совещание. 1959.

щание. Путеводитель экскурсии Вишневые горы — Карабаш-Ильменские горы. Изд. АН СССР. Свердловск, 1961.

Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода). Тр. Геофиз. ин-та АН СССР. Изд. АН СССР, 1949, № 3.

Ронов А. Б. К послекембрийской геохимической истории атмосферы и гидросфера. Геохимия, 1959, № 5.

Рохлин М. И. Об акцессориях гранитоидов. Сов. геол., 1941, № 4.

Руб М. Г. О петрохимических критериях связи оруденения с интрузиями. Изв. АН, сер. геол., 1956, № 4.

Руб М. Г. Гранитоиды Приханкайского района и основные черты их металлоносности. Тр. Ин-та геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. Вып. 33, 1960.

Сулливан К. Дж. Величины теплоемкости и температура при рудообразовании. Проблемы эндогенных месторождений. Вып. I. Сб. статей. Изд-во иностр. лит., 1960.

Салоп Л. И. Основные черты геологического развития территории СССР в докембрии. МГК. XXI сессия. Докл. советских геологов. Стратиграфия и корреляция докембра. Изд. АН СССР, 1960.

Сердюченко Д. П. и др. Железные руды Южной Якутии. Изд. АН СССР, 1960.

Сергиевский В. М. Магматизм и металлогенesis Урала. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Тр. 2-го Всесоюз. петрограф. совещания. Госгеолтехиздат, 1960.

Синицын Н. М. О возрасте ртутно-сульфуряного оруденения Западного Тянь-Шаня. Сов. геол., 1959, № 2.

Смирнов В. И. Закономерности распределения оруденения и методы поисков в Талассском Алатау. Тр. МГРИ. Т. XVI, ОНТИ, М.—Л., 1939.

Смирнов В. И. Геологические основы поисков и разведок рудных месторождений. Изд. Моск. ун-та, 1954.

Смирнов В. И. Предисловие к сборнику «Рудные регенерированные месторождения». Изд. иностр. лит., 1957.

Смирнов В. И. Шесть типов первичной зональности гидротермальных рудных тел. Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 3.

Смирнов В. И. Опыт металлогенического районирования территории СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 4.

Смирнов В. И. Типы гипогенной зональности гидротермальных рудных тел. МГК XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 16. Генетические проблемы руд. Изд. АН СССР, 1960.

Смирнов В. И. Очерки металлогенеза СССР. Госгеолтехиздат, 1963.

Смирнов В. И., Гончарова Т. Я. Геологические особенности образования колчеданных месторождений Западной части Северного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 2.

Смирнов С. С. К металлогенезу Восточного Забайкалья. В кн. «Первый Восточно-Сибирский краевой научно-исследовательский съезд». Из трудов съезда, вып. 1. Геология. ОГИЗ. 1932.

Смирнов С. С. Некоторые замечания о сульфидно-кассiterитовых месторождениях ИАН СССР. Сер. геол., 1937, № 5.

Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., 1937, № 6.

Смирнов С. С. Очерк металлогенеза Восточного Забайкалья. Госгеолтехиздат, 1944.

Смирнов С. С. О тихоокеанском рудном поясе. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 2.

Смирнов С. С. Заметки по некоторым вопросам учения о рудных месторождениях. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 3.

Смирнов С. С. Некоторые общие вопросы изучения рудных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 5.

Смирнов С. С. О современном состоянии теории образования магматических рудных месторождений. Зап. Всесоюзн. минерал. об-ва, вып. I, 1947.

Смирнов С. С. Рецензия на статью П. Нигли «Систематика магматогенных рудных месторождений». Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 1.

Соболев Н. Д. Фации гранитоидов и оруденение. В сб. «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Изд. АН Каз. ССР, Алма-Ата, 1960.

Соболев В. С. Особенности вулканических проявлений на Сибирской платформе и некоторые общие вопросы геологии. Геология и геофизика, 1962, № 7.

Соколов Ю. М. Связь сподоносности пегматитовых жил Мамского района с региональным метаморфизмом. В сб. «Некоторые вопросы геологии Азиатской части СССР». Изд. АН СССР, 1959.

Стариков Ю. Г. Некоторые особенности магматизма и металлогении платформенных областей. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. 1. Изд. АН СССР, 1958.

Стариков Ю. Г. Основные черты металлогении сибирской платформы. В кн. «Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах». (Докл. II Всесоюзн. объединенной сессии по закономерности размещения полезных ископ. и прогнозных картам, ч. 2-я). Киев, 1960.

Страхов Н. М. Железорудные фауны и их аналоги в истории Земли. Тр. ин-та геол. наук, вып. 73. Изд. АН СССР, 1947.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I, II, III. Второе изд. Изд. АН СССР, 1960, 1962.

Страхов Н. М. К познанию литогенеза вулканогенно-осадочного типа. Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 5.

Судовико Н. Г. Условия эндогенного рудообразования в докембрии. Ученые записки. Ленингр. ун-та № 312. Сер. геол. наук, вып. 13, 1962.

Сушон А. Р., Митрофанов Б. Е., Беренгилова В. В. Кяхтинское месторождение рутилоносных силлиманитовых сланцев. Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 13, 1958.

Татаринов П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1955.

Татаринов П. М., Магакьян И. Г. Опыт классификации постмагматических месторождений. Зап. минерал. общ-ва, 1949.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в изверженных горных породах и металлогеническая специализация магм. Тезисы докл. Геохимической конференции, посвященной столетию со дня рождения В. И. Вернадского. Изд. АН СССР, 1963.

Твалчелидзе Г. А. Металлогенические эпохи Кавказа. Сов. геол., 1957, № 59.

Твалчелидзе Г. А. Закономерности рудообразования в процессе формирования складчатых зон (на примере Причерноморской альпийской геосинклинальной области). МГК, XXI сессия пробл. 20. Прикладная геология. Госгеолтехиздат, 1960.

Тентон Т. Л. Железные руды Канады. Сб. Железорудные месторождения мира. Т. 1. Изд. иностр. лит., 1955.

Тернер Ф. и Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд. иностр. лит., 1961.

Томсон И. Н., Константинов Р. М. О соотношениях между рудными формациями на примере некоторых районов Тихоокеанского рудного пояса. Геология рудных месторождений. 1961, № 4.

Тугаринов А. И. Эпохи минералообразования и докембрия. Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 9.

Туровский С. Д. О минералого-geoхимическом признаке генетической связи постмагматических рудных проявлений с интрузивными породами. Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 6.

Туровский С. Д. Некоторые особенности эндогенной металлогении в геологической истории развития земли. Тр. Ин-та геол. АН Кирг. ССР, вып. 6, 1955.

Тюриин Н. Г. К вопросу о составе гидротермальных растворов. Геол. рудных месторождений, 1963, № 4.

Тюриин Н. Г., Каковский И. А. Об особенностях миграции некоторых металлов в земной коре. Изв. высш. учебн. завед. цветн. метал., 1962, № 1.

Тюренор Ф. С. Металлогенические провинции и эпохи. В сб. «Проблемы рудных месторождений». Изд. иностр. лит., 1958.

Уайт Д. Термальные источники и эпимеральные рудные месторождения. В сб. «Проблемы рудных месторождений». Изд. иностр. лит., 1958.

Усов М. А. Фации и фазы интрузивов. Изв. Сиб. отд. Геол. Ком. Вып. 3. 1924, Томск. 1932.

Усов М. А. Краткий курс рудных месторождений. Изд. Кубуч, Томск, 1933.

Усов М. А. Фации и фазы пород эфузивного облика. Пробл. Сов. геологии, 1935, № 9.

Усов М. А. Главнейшие геохимические эпохи Западно-Сибирского края. Тр. XVII сессии МГК. Т. 5, 1937.

Фаворская М. А. К вопросу о взаимоотношении эндогенного оруденения с эфузивными формациями. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Тр. 2-го Всесоюз. петрогр. совещ. Госгеолтехиздат, 1960.

Фенинер К. Н. Пневматолитические процессы при образовании минералов и руд. Геология рудных месторождений Западных штатов США. ОНТИ, 1937.

Ферсман А. Е. Пегматиты. Т. 1. Гранитные пегматиты. Изд. АН СССР. Изд. первое 1931.

Ферсман А. Е. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. Изд. АН СССР, 1939.

Филимонова А. А. Срастания борнита и халькопирита в колчеданных рудах месторождения Кабан. Изв. АН СССР, сер. геол., 1949, № 1.

Фишер Н. Х. Обзор генетических признаков в рудных телах Маунт-Айза. Тр. XXI сессии МГК, вып. 3, М., 1964.

Формозова Л. Н. Формационные типы оолитовых железных руд. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. III. Изд. АН СССР, 1960.

Формозова Л. Н. Условия образования оолитовых железных руд в нижнем палеозое и докембрии. Осадочные руды железа и марганца. Изд. АН СССР, 1962.

Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре. Тр. Иркутского ун-та, том V, вып. 2. Госгеолтехиздат, 1951.

Хайн В. Е. О крупных и крупнейших циклах в истории Земли. Научн. докл. высш. школы геол.-геогр. науки, № 1, 1958.

Хайн В. Е. Основные типы тектонических структур, особенности и причины их развития. МГК, XXI сессия, проблема 18. Изд. АН СССР, 1960.

Хайн В. Е., Шейнман Ю. М. Сто лет учения о геосинклиналях. Сов. геол., 1960, № 11.

Хайн В. Е. Основные этапы развития земной коры (в пределах современных материков). Бюлл. МОИП. отд. геол., 1962, № 1.

Херасков Н. П. Геология и генезис Восточно-башкирских марганцевых месторождений. Сб. памяти А. Д. Архангельского. Изд. АН СССР, 1961.

Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения). Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 27, 1952, № 5.

Херасков Н. П. Роль тектоники в изучении закономерностей размещения полезных ископаемых в земной коре. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1. Изд. АН СССР, 1958.

Хитаров Н. И. Проблемы изучения термальных полей Большого и Малого Кавказа. Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. Академиздат, 1959.

Хрушев Н. А. О вертикальной зональности некоторых рудных месторождений. Зап. Всесоюз. минер. об-ва, сер. 2, ч. 82, вып. 1, 1953.

Хуттенлохер Х. Ф. Оруденение Западных Альп, его временная и пространственная классификация. В кн. «Рудные регенированные месторождения». Изд. иностр. лит., 1957.

Цискарц А. Полезные ископаемые Югославии. Изд. иностр. лит., 1958.

- Чайковский В. К. Связь эндогенного оруденения с магматизмом в процессе развития геосинклиналей. Сов. геол., 1961, № 3.
- Шабыни Л. И. О генезисе южноякутских железорудных месторождений. Сер. геол., № 1. Изд. АН СССР, 1958.
- Шадлун Т. Н. Некоторые признаки метаморфизма в колчеданных рудах. Сер. геол. Изд. АН СССР. 1947, № 5.
- Шадлун Т. Н. Особенности минералогического состава, структур и текстур руд некоторых колчеданных месторождений Урала. В сб.: «Колчеданные месторождения Урала». Изд. АН СССР, 1950.
- Шадлун Т. Н. О некоторых метаморфических текстурах и структурах руд. Сер. геол. Изд. АН СССР. № 2, 1954.
- Шаталов Е. Т. О металлогеническом районировании. Геология рудных месторождений, 1959, № 3.
- Шаталов Е. Т. Некоторые предложения о принципах классификации рудоносных площадей. Узб. геол. журн., 1961, № 6.
- Шаталов Е. Т. и др. Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогенезу. Изд. АН СССР, 1963.
- Шатский Н. С. О марганцевосных формациях и о металлогении марганца. Ст. 1. Вулканогенно-осадочные марганцевосные формации. Изв. АН СССР, сер. геол., 1954, № 4.
- Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. Совещание по осадочным породам. Вып. 2. Изд. АН СССР, 1955.
- Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканических пород и формации. Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 5.
- Шатский Н. С. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений. Изв. высш. учебн. завед. геол. и разв., 1960, № 11.
- Шейнман Ю. М. Области интрузий в пределах рам складчатости и их значение. Сов. геол., 1958, № 1.
- Шейнман Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли. Изд. ВНИИ-1. Магадан, 1959.
- Шейнман Ю. М. Формации ультраосновных щелочных пород. В кн. «Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация». Геология месторождений редких элементов, вып. 12—13. Госгеолтехиздат, 1961.
- Шипулин Ф. К. К вопросу о связи постмагматического оруденения с интрузивами. В сб.: «Вопросы геологии Азии». Изд. АН СССР, 1955.
- Шипулин Ф. К. Интрузивные породы Юго-Восточного Приморья и связь с ними оруденения. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 8, 1957.
- Шипулин Ф. К. Дайки гранитоидов и некоторые особенности генезиса рудоносных растворов. МГК XXI сессии. Петрографические провинции, изверженные и метаморфические породы. Изд. АН СССР, 1960.
- Шипулин Ф. К. К методам картирования интрузивов. Изв. высших учебн. завед. Геология и разведка. 1962, № 5.
- Шнейдерхен Г. Генетическая классификация месторождений на геотектонической основе. В сб. «Рудные регенерированные месторождения». Изд. иностр. лит., 1957.
- Шнейдерхен Г. Успехи в познании вторично-гидротермальных и регенерированных месторождений. В сб. «Рудные регенерированные месторождения». Изд. иностр. лит., 1957<sub>2</sub>.
- Шнейдерхен Г. Явления конвергенции магматических и осадочных месторождений. В сб. «Рудные регенерированные месторождения». Изд. иностр. лит., 1957.
- Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. Изд. иностр. лит., 1958.
- Штилле Г. Современные деформации земной коры, в свете изучения деформаций, происходивших в более ранние эпохи. Земная кора. Сб. статей. Изд. иностр. лит., 1957.
- Штрейс Н. А. К вопросу о происхождении железо-марганцевых руд Успенско-Спасского района Центрального Казахстана. Изв. АН СССР, сер. геол., 1938, № 4.

Щерба Г. Н. Палеозойские глубинные подвижные зоны Восточного Казахстана. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., вып. 24. 1956.

Щерба Г. Н. Геология Лениногорского рудного поля. В кн. «Полиметаллические месторождения Рудного Алтая». М., 1957.

Щерба Г. Н. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Изд. Каз. ССР. Алма-Ата. 1960.

Щерба Г. Н. К проблеме редкометальных поясов. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. III, 1960.

Эллис А. Дж. Растворимость сульфида цинка в воде при высоких температурах. В сб. «Проблемы эндогенных месторождений». Изд. иностр. лит., 1960.

Юдин Б. А. К вопросу о генезисе и условиях локализации титано-магнетитового оруденения в Цагинском массиве габбро-лабрадоритов. В кн. «Магматизм и геология Кольского п-ова». 1963.

Янович В. и др. Карпато-балканская геологическая ассоциация. V конгресс. Бухарест, 1961.

Ahlfeld F. u. Munoz Rayes I. Die Bodenschätze Boliviens. 1939.

Borchert H. Die Zonengliederung der Mineralparagenesen in der Erdcrust. Geol. Rundsch., 33. 1951, No 1.

Eskola P. On the petrology of the Orizarvi region in southwestern Finland. Comm. geol. Finland. Bull., 40, 1914.

Emmons W. H. Some regionally metamorphosed ore deposits and the so called segregative veins. Vol. IV, 1901, No. 8.

Emmons W. H. Hypogene zoning in metalliferous lodes. Report of the XVI session Intern. Geol. Congress, vol. I, 1936.

Holmes A. The origin of primary lead ores. Econ. Geol., vol. 32, 1937, No 6; vol. 33, 1938, No. 8.

Hulin C. D. Metallization from basic magmas. A theory of genesis for hydrothermal and emanation types of ore deposits. California Univ. Deps. Geol. Sci. Bull. 18, 1929, No. 9.

Hulin C. D. Factors in the localization of mineralized districts. Min. Technology, 1945, January.

Yung Y. Roques M. Introduction à l'étude zoneographique des formations cristallephylléniques. Services Carte géol. France Bull., No. 235, 1952.

McKinstry H. G. Mining geology Min. a. Metall. 1946, February.

Kinoshita Kameki. On the «Kuroko» (black ore) deposits. Japanese journal of geology and geography. Transactions and abstracts. Vol. VIII, No. 4, Tokyo, March, 1931.

Kutina I. The zonal theory of ore deposits. Econ. Geol. 1957, 52.

Locke A., Billingsley P. a. Schmitt D. Some ideas on the occurrence of ore in the Western United States. Econ. Geol., 1934, No 6.

Park Ch. F. The zonal theory of ore deposits. Econ. Geol., Fiftieth Anniversary., vol. 1905—1955, 1955.

Park C. F., Ir, Cox M. W. Manganese deposits in part of the Sierra Maestra Cuba. U. S. Geol. Surv. Bull., 935—F, 1944.

Riley L. B. Ore body zoning. Econ. Geol., 1936, No 31.

Ramdohr P. Über den Mineralbestand und die Structuren der Erze des Rammelsberges. Neues, Ib. Min. Beil., bd. 37 A. 1928.

Ramdohr P. Die Lagerstätte von Broken Hill in New South Wales Heidelberger. Beitr. Mineralogie, 1950. No 2.

Stille H. Das Leitmotiv der Geotektonischen Erdenwicklung. D. Akad. Wiss., Vortrage u. Schriften, 32, 1949.

Sullivan C. I. Ore and granitization. Econ. Geol., vol. 43, 1948, no 6.

Sullivan C. I. Ore and granitization. Econ. Geol., 1949, No 4.

Sullivan C. I. Metallic melting point and ore deposition. Econ. Geol., vol. 49, 1954, No 6.

Swanson C. O., Gunning G. C. Sullivan Mine. Struct. geol.  
Canad. ore deposits. Montreal, 1948.

Szadeczy Kardess E. On the determination of the depth of crystallisation of igneous rocks and magmatic ore deposits Acta Geol., Hund. 1957,  
No. 3-4.

Walker R. T., Walker W. T. The origin and nature of ore deposits.  
Colorado, 1956.

Wisser E. H. Cordilleran districts in relation to regional structure. Canad.  
Min. Bull., 1959, No. 52, 34.

---

## О ГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие . . . . .	3
Введение . . . . .	5
<b>О связи магматогенных месторождений с различными фациями и формациями магматических горных пород . . . . .</b>	<b>9</b>
1. О фациях и формациях магматических пород и рудных месторождений . . . . .	11
2. Фации глубинности магматических пород и магматогенных месторождений . . . . .	16
Фации глубинности кислых пород . . . . .	25
Акроабиссальная группа фаций . . . . .	25
Гипабиссальная группа фаций . . . . .	27
Мезоабиссальная группа фаций . . . . .	29
Абиссальная группа фаций . . . . .	32
Ультраабиссальная группа фаций . . . . .	33
Фации глубинности продуктов базальтоидной магмы . . . . .	41
Акроабиссальная группа фаций . . . . .	41
Гипабиссальная группа фаций . . . . .	44
Мезоабиссальная группа фаций . . . . .	45
Фации глубинности щелочных пород . . . . .	48
3. Магматические формации . . . . .	54
Группа формаций щитов и кристаллических массивов . . . . .	57
Группа формаций платформенных плит . . . . .	60
Группа формаций геосинклинальных прогибов . . . . .	62
Группа формаций геоантиклинальных поднятий . . . . .	66
Группа формаций межгорных прогибов и горных поднятий . . . . .	68
Группа формаций глыбовых зон . . . . .	69
Формации океанического типа . . . . .	72
Группа формаций глубинных разломов . . . . .	73
4. О рудных формациях магматогенных месторождений . . . . .	76
5. О формах связи между магматогенными месторождениями и магматическими породами . . . . .	88
О формах связи магматогенных месторождений с группой вулканических, субвулканических и вулканогенно-осадочных пород . . . . .	91
Современные вулканические явления и процессы рудообразования . . . . .	92
Термальные источники вулканических областей и процессы рудообразования . . . . .	102
О связи рудных месторождений с вулканическими аппаратами . . . . .	105
Альпийский вулканизм и процессы рудообразования . . . . .	109

	Стр.
Вулканизм древних геологических эпох и процессы рудообразования . . . . .	112
О формах связи магматогенных месторождений с группой гипабиссальных интрузий . . . . .	135
О формах связи магматогенных месторождений с группой фаций интрузий средних глубин (мезаабиссальных) . . . . .	153
О формах связи месторождений с магматическими породами абиссальной и ультраабиссальной фаций . . . . .	167
6. О признаках связи между магматическими породами и месторождениями полезных ископаемых . . . . .	170
Геолого-структурные признаки связи . . . . .	173
Минералого-петрографические и геохимические признаки связи	175
7. Значение для металлогенеза глубины эрозионного среза интрузивных тел и рудных месторождений . . . . .	181
8. О первичной горизонтальной и вертикальной зональности магматогенных месторождений и ее значении для металлогенеза . . . . .	186
9. Некоторые общие выводы о связях магматогенных рудных месторождений с магматическими породами . . . . .	195
<b>Вопросы металлогенеза метаморфогенных месторождений . . . . .</b>	<b>197</b>
1. Краткая характеристика процессов метаморфизма . . . . .	199
2. Метаморфизованные месторождения . . . . .	213
Метаморфогенные месторождения железа . . . . .	214
Метаморфогенные месторождения марганца . . . . .	216
Метаморфогенные месторождения урана . . . . .	217
Метаморфизованные сульфидные месторождения . . . . .	219
Фации метаморфизма руд сульфидных месторождений . . . . .	226
3. Метаморфические месторождения . . . . .	233
4. Рудные формации метаморфогенных месторождений . . . . .	242
5. К вопросу о регенерированных месторождениях . . . . .	245
<b>О главнейших закономерностях историко-геологической эволюции процессов эндогенного рудообразования в связи с необратимым характером развития земной коры . . . . .</b>	<b>254</b>
Протогей . . . . .	258
Дейтерогей . . . . .	267
Неогей . . . . .	275

*Горжеевский Давид Иосифович  
Козеренко Владимир Николаевич*

**СВЯЗЬ ЭНДОГЕННОГО РУДОБРАЗОВАНИЯ  
С МАГМАТИЗМОМ И МЕТАМОРФИЗМОМ**

Ведущий редактор издательства *Л. Н. Федорова*  
Переплет художника *А. Е. Чучканова*

Технический редактор *В. В. Быкова*  
Корректор *Т. Я. Хомутова*

Подписано к набору 29/X 1964 г.  
Формат 60 × 90 $\frac{1}{16}$ . Печ. л. 18,75.

Подписано к печати 11/II 1965 г.  
Уч.-изд. л. 20,77. Т-00729.

Тираж 3730 экз. Зак. № 2398/2025-2. Цена 1 р. 14 к.  
Объявлено в тем. плане б. Госгеолтехиздата 1964 г. № 36. Индекс 1—4—1.

Издательство «Недра». Москва, Центр, ул. Кирова, 24.

Ленинградская типография № 14 «Красный Печатник» Главполиграфпрома  
Государственного комитета Совета Министров СССР по печати. Московский проспект, 91.

1 p. 14 K.

18487