

Ф. Н. ШАХОВ

ГЕОЛОГИЯ
КОНТАКТОВЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ



ИЗДАТЕЛЬСТВО
ГЕОЛ. СОВЕТА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
В ы п у с к 280

Ф. Н. ШАХОВ

ГЕОЛОГИЯ КОНТАКТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

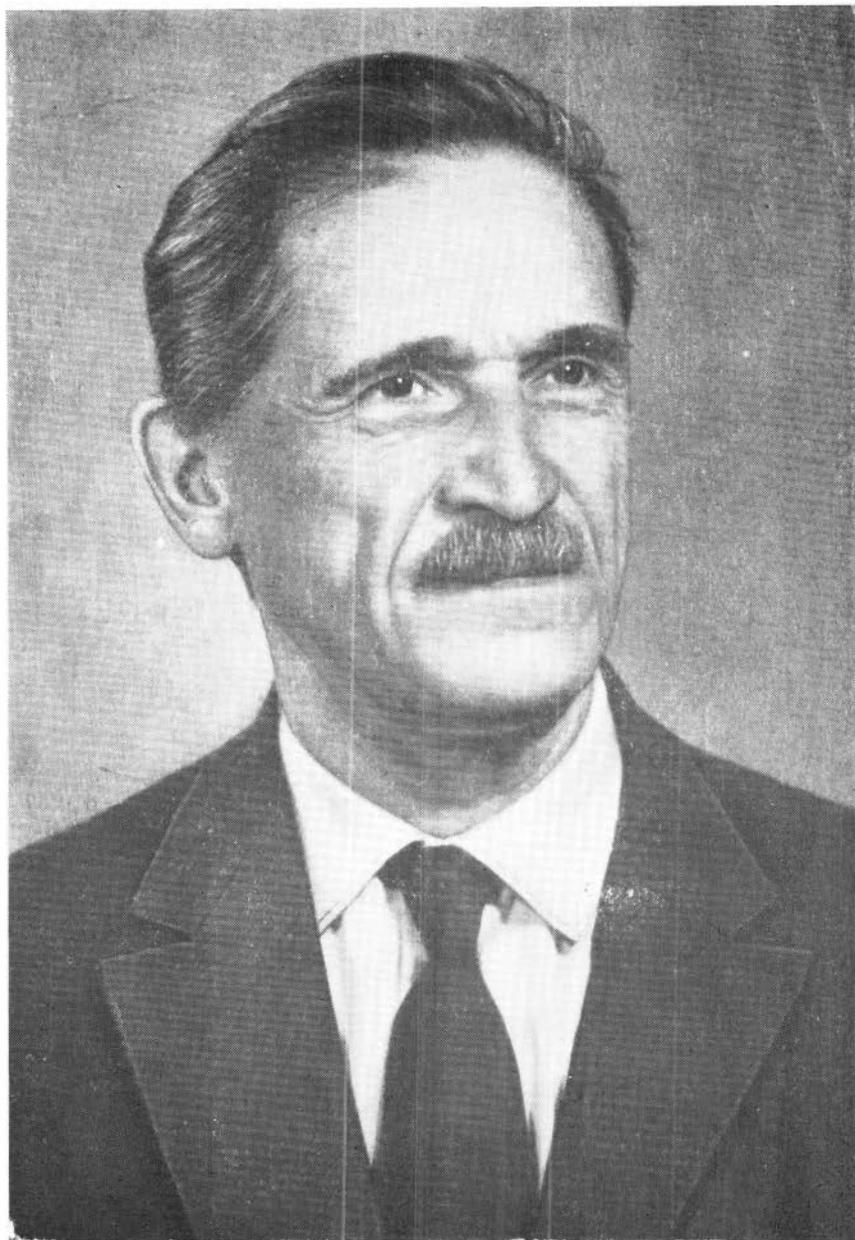
Ответственный редактор
Ю. Г. Щ е р б а к о в



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1976

Представляет посмертное издание ряда трудов выдающегося исследователя рудных месторождений Сибири члена-корреспондента АН СССР Ф. Н. Шахова. В монографии обсуждаются проблемы происхождения гранитоидных магм, формирования гранитоидных куполов и связи с ними оруденения. Подчеркивается, что со времени появления в литературе термина «контактовое месторождение» эволюция взглядов на их генезис тесно связана с изменением представлений о процессе контактового метаморфизма и взглядов на механизм деятельности горячих растворов. Рассмотрено соотношение во времени происхождения магмы, контактового метаморфизма, скарнов, даек и оруденения различного состава. Приводится систематика контактовых месторождений. Особое внимание уделено анализу источников летучих и рудного вещества при формировании эндогенных месторождений. Даны поисковые критерии и признаки контактовых месторождений и выявления рудных столбов среди скарновых зон.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, рудников.



Donato

ПРЕДИСЛОВИЕ

В истории наук о Земле особую ценность представляют труды, организуемые в единую логически стройную систему множество различных фактов, казавшихся до того не очень связанными или даже противоречивыми. К их числу принадлежат публикуемые ниже работы известного исследователя рудных месторождений Сибири члена-корреспондента Академии наук СССР, профессора Феликса Николаевича Шахова.

Основная их направленность состоит в выявлении единства процессов породо- и рудообразования, в четком установлении роли и места каждого из них в общем ходе геологических событий. Один из ведущих мотивов многолетних и разносторонних исследований Ф. Н. Шахова заключается в раскрытии связей процессов образования гранитоидных магм и ассоциированных с ними месторождений. Наиболее раннее и полное обобщение в этом аспекте было опубликовано Ф. Н. Шаховым в 1947 г. под названием «К теории контактовых месторождений». В силу трагических обстоятельств эта работа мало где сохранилась. Ее теперь уже посмертное переиздание целесообразно и своевременно, поскольку в последние десятилетия в изучении скарновых месторождений преобладало физико-химическое направление. Выявленные при этом закономерности рудообразования могут быть использованы тем более эффективно, чем яснее будет общегеологическая позиция месторождений данного типа.

Несколько измененное в настоящем издании название книги — «Геология контактовых месторождений» — в большей мере, как справедливо полагал Ф. Н. Шахов, должно отвечать ее содержанию и назначению.

Подготавливая к печати книгу, мы сочли целесообразным включить в нее некоторые более поздние, чем монография, статьи Ф. Н. Шахова, раскрывающие всю глубину понимания им проблемы возникновения гранитоидных магм и их рудоносности. В выпуск включены также опубликованная лишь на немецком языке статья об истории представлений о генезисе контактовых месторождений и приложение «Термины и понятия», которое представляет не законченную автором первую главу задуманной им монографии «Магма и руды». Для каждого из двадцати обсуждаемых автором терминов и понятий приведена история их возникновения и эволюции. Каждая страница этой незавершенной рукописи раскрывает замечательную целостность восприятия Ф. Н. Шаховым общей картины магмо- и рудообразования. Нет сомнений в том, что публикуемые последние строчки выдающегося исследователя помогут не только лучше понять изданные им ранее труды, но, что самое главное, будут способствовать столь необходимому в геологии упорядочению генетических представлений.

МАГМА И РУДЫ*

ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

В практике часто случается, что из двух или нескольких гранитоидных массивов одного возраста и одной формации «рудоносным» является только один. Такие факты позволяют геологам сомневаться в связи оруденения с гранитоидным массивом и часто возникают предположения о выходе рудоносных растворов из глубокого очага, из которого пришла и сама магма. Еще больше сомнений о связи с магматическим процессом вызывают руды, развитые в районах, где вблизи полей месторождений не устанавливается интрузивных тел. Это особенно касается группы телемагматических (по Ниггли) месторождений. Главной причиной таких колебаний в определении процесса, создавшего оруденение, нам кажется, является недостаточность представлений об образовании магм, особенно гранитоидных.

Поскольку сам процесс и условия магнообразования пока недоступны непосредственному наблюдению, постольку то или иное представление о них можно рассматривать как гипотезу, достоверность которой наиболее удачно подтверждается нашими сведениями о геологии гранитных тел и рудопоявлений. Одна из таких гипотез и излагается в настоящей статье.

РОЖДЕНИЕ МАГМЫ

В ряде статей мне приходилось излагать свои взгляды на процесс рождения гранитоидных магм [10, 11]. Мне, как и большинству геологов, наиболее достоверным казалось их палингенное происхождение. Магматический расплав возникает в этих условиях близким к эвтектике, и поэтому можно принять, что все анхивтектические магмы, вплоть до габброидных, могут возникать подобным образом.

Как следствие этого представления нами было высказано предположение, что большие тела батолитового типа следует рассматривать как очаги, возникшие примерно на том месте, где их ныне вскрыла эрозия. Естественно, поэтому, что движение гранитоидной магмы в этом случае может происходить только вверх, и искать еще более глубокие очаги для магмы гранитоидных батолитов нет оснований.

Позволю себе привести некоторый материал, который легко вкладывается в эти представления.

Приуроченность гранитов к сипало, подмеченная еще В. И. Вернадским [3], становится совершенно обязательной, поскольку состав грани-

* Опубликовано в «Геол. и геофиз.», 1966, № 10.

тоидной магмы отражает состав вмещающих батолиты пород. Не будет столь парадоксальным, как думал Барт, его заключение, что «возникновение разнообразия изверженных пород обусловлено осадочными процессами» [2, с. 299]. С этим вполне увязывается и наш вывод, что нужно ожидать связи между составом горных пород, окружающих гранитоидные тела, и составом пород плутона [11]. Совершенно естественными и достоверными представляются нам и идеи А. Б. Ронова, приведшие его к сопоставлению разнообразия интрузивных и вулканических пород континентов с развитием осадочных процессов [8].

Нужно ли говорить, что допущение палингенного происхождения гранитоидных магм исключает необходимость ломать голову над проблемой перемещений вверх огромных по объему вязких магм из нижних глубоких горизонтов и проблемой образования занимаемой ими обширной камеры. Принимая обрушение кровли как главнейший фактор механизма внедрения магмы и образования плутонов, А. Баддингтон вынужден был заметить, что «и по прошествии полувека гипотеза обрушения нуждается в подтверждении»... [1, с. 89]. Может быть, уже пора от нее отказаться? Рождение крупных магматических плутонов на месте делает понятным и естественным указание этого же автора, что у крупных батолитов и линейных тел гранитоидов докембрия часто отсутствуют резкие контакты с метаморфизованными породами. К этому следовало бы добавить, что обыкновенно около даек, апофиз и других тел дополнительных инъекций изменение боковых пород бывает слабо проявлено и имеет характер метасоматических преобразований пород, напоминающих гидротермальный метаморфизм.

За последнее время появился ряд работ [5, 9, 13—15], отмечающих развитие руд урана, золота, бора и других элементов в областях распространения пород, обладающих повышенными кларками этих элементов. В этих породах залегают и интрузивы, считающиеся для руд материнскими. Такое соответствие состава эндогенной минерализации и осадочных пород, несомненно, свидетельствует о генетической связи магмы с вмещающими ее тело породами. Открывается возможность проследить детальными исследованиями (что мы и предполагаем делать) поведение и других элементов. Эти исследования, несомненно, позволят внести значительную ясность в представление о процессе миграции вещества в период становления магматического тела.

Движение огромных масс возникшего где-то на большой глубине вязкого кислого расплава мало вероятно, но в случае образования в каком-нибудь участке сналя гранитоидного расплава ни в каком случае не исключаются его движения из очага вверх по новым и старым трещинам и разломам с образованием апофиз, даек, интрузивных гипабиссальных тел и других «малых интрузий». Эти перемещения могут приводить к изменению состава магмы. В. В. Потапьеву удалось доказать явления дифференциации при движении кристаллизующегося гранитного расплава [7]. Предстоит еще большая работа по изучению специфических черт состава, дифференциации и преобразования вмещающих пород этими движущимися расплавами.

Итак, геология магматического процесса не противоречит палингенному происхождению магм. Однако принятие этой гипотезы требует пересмотра некоторых сложившихся представлений. Главнейшие из них следующие.

1. Метаморфизм как региональный, так и контактовый должен предшествовать процессу локализации магмы и ее кристаллизации. Если соглашаются с тем, что развитие гнейсов предшествует образованию гранитов и можно наблюдать переходы одних пород в другие, то образование роговиков обыкновенно рассматривают как следствие нагрева пород интрузирующей магмой, т. е. как более поздний процесс, чем рождение магмы.

Нам представляется, что в процессе развития так называемого контактового метаморфизма основную роль должны играть межзерновые растворы. Будучи в своем составе уравновешены с веществом заключающей их породы, эти растворы, в случае их мобилизации, должны обладать значительной способностью к перекристаллизации. Увеличение интенсивности этого процесса связано с местным локальным усилением движения растворов и может привести к образованию магматического расплава. Происхождение растворов, содействующих появлению магмы, может быть сложным. Они могут являться теми же межзерновыми растворами, усиленное движение которых было вызвано местной интенсивной мобилизацией, но могут быть и глубоко залегающими участками магнообразования. Эти представления создают большую перспективу для точных геохимических и экспериментальных исследований.

2. Образование магматического расплава очень тесно связано с местной мобилизацией растворов, причиной движения которых, прежде всего, следовало бы считать повышение температуры. Не вдаваясь в обсуждение очень дискуссионного вопроса об источниках тепла, хочется обратить внимание на фактическую сторону этого вопроса. Еще Р. Дэли [4, с. 124] показал, что «в любом горном хребте количество и наблюдавшиеся размеры баголитов имеют стремление быть прямопропорциональными интенсивности орогенического смятия». Можно думать, что рождению магмы благоприятствуют процессы, развязывающие энергию движения: подвижные пояса, крупные разломы, геосинклинальные зоны. Возникающие магматические тела как бы завершают эти движения и противодействуют им.

3. Рудное вещество и летучие магна усваивает из окружающих пород и глубин подвижного пояса. Следовательно, главные материалы, обусловившие состав тела, мы должны искать в его окружении. Магна рождается при температурах (для данного расплава), очень пониженных летучими и, вероятно, в той или иной мере ниже температуры ее кристаллизации. В этих случаях кристаллизация магматического расплава в значительной мере должна быть обусловлена уходом летучих.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ РОЖДЕННОГО МАГМАТИЧЕСКОГО РАСПЛАВА

Состав осадочных пород, на месте которых развилось тело анхизвтектического магматического расплава, может не отвечать его составу. Отсюда мы должны допустить, что в начальные стадии жизни рождающейся расплава должна иметь место его дифференциация.

Обыкновенно породы анхизвтектического состава занимают центральные части массивов. В краевых частях мы наблюдаем так называемые «гибридные породы» и иногда говорят об образовании гибридных магм («гибридизм»). Количество этих пород в разных массивах различно и, можно думать, зависит от состава вмещающих интрузив пород. Весьма вероятно, что в сумме состав пород интрузива грубо равен составу пород, развитых на том месте, где он образовался. В связи с этим большой интерес должны представлять исследования с целью установления такого баланса и отступлений от него.

Вместе с тем нужно учитывать, что в процессе обособления анхизвтектического расплава должен иметь место уход лишнего избыточного против эвтектики материала в составе летучих растворов. При обособлении гранитоидной магмы наиболее заметным должен быть уход железа, магна и кальция. Перемещение этих элементов летучими растворами в ранние стадии становления плутона, несомненно, имеет место. Ему близок процесс «базификации». Вероятно, именно в этот период образуют-

ся скарны. Частое и обильное развитие этих образований в формациях, богатых известью, в породах, наиболее далеких по составу от гранитоидных магм, в какой-то мере подтверждает наше предположение. Интересно отметить, что, по наблюдениям Эскола [17], палингенные граниты в гнейсах не сопровождаются скарновыми зонами. Он приводит этот факт как отличие палингенных гранитов от интрузивных. Нам кажется, что это обстоятельство легче объясняется близостью состава гнейсов и гранитов. Впрочем, следует отметить, что в формациях докембрия пегматиты и породы скарнового типа обыкновенно пространственно гораздо сильнее разобщены с интрузивами, чем подобные образования более позднего палеозойского возраста.

Магматические тела, рожденные в области подвижных зон, могут занимать обширные пространства и протягиваться на значительные глубины. Такую сложную, порою плитообразную, форму рисовали Клоос для батолита Баварского леса [16, фиг. 12] и Эскола [17] для массива рапакиви в Финляндии. Если одно крупное тело или цепочка тел распространяются на значительную глубину, например порядка десятка километров, состав пород в них может изменяться. Для решения этого, вероятно, очень непростого вопроса мы пока имеем мало материала, но, предполагая, что с увеличением глубины в земной коре увеличивается температура, можно считать, что на глубине могут возникать и более высоко-температурные анхизтектические расплавы. Развитие основных магм в глубоких горизонтах гранитоидных массивов позволило бы понять обильное распространение в районах гранитных батолитов даек основного состава. При этом естественно предположить, что при выплавлении основных магм летучими растворами уже должны сбрасываться щелочи.

Магматический расплав гранитоидного состава палингенного происхождения должен быть насыщен летучими, уход которых и вызывает кристаллизацию. Последняя протекает очень быстро на границах тел и значительно медленнее с удалением от границ. Так, возникают породы «закалки». Поскольку уход летучих является причиной кристаллизации, можно думать, что последняя протекает быстрее, чем предполагают, если вычисляют ее длительность, основываясь на представлении об охлаждении магмы, интродуцировавшей в холодные породы.

Но более детальные исследования гранитоидных массивов, особенно многофазных, дают основания предполагать, что раскристаллизация массива полностью — процесс очень медленный и прерывистый. Механизм этого процесса изложен в работе В. В. Потапьева [7], и мы подробно на нем останавливаться не будем. Позволим себе только отметить, что пульсационная кристаллизация особенно ярко проявляется в верхних частях плутонов и иногда в апофизах из верхних частей. С глубиной время и протяженность (в глубину) кристаллизации в пределах фаз увеличиваются. По нашему мнению, нет необходимости развитие многофазных гранитоидных тел связывать с инъекцией расплавов из очага, расположенного в областях симы или верхней мантии.

В. В. Потапьев [7] на основе изученных им массивов пришел к выводу, что разные фазы сопровождаются различными по составу рудными месторождениями. Интересно отметить, что у пород разных фаз можно наблюдать интрузивные контакты, показывающие, что кристаллизации пород новой фазы предшествовало движение расплава. Но нового метаморфизма при этом практически не наблюдается и, может быть, потому, что физико-химическая обстановка, при которой кристаллизовались породы предыдущей фазы, мало отличается от начала кристаллизации последующей. Вероятно, поэтому в комплексах пород смежных фаз встречаются совершенно одинаковые по составу и структуре образования. Роговики, образовавшиеся в раннюю стадию, облегают единой общей зоной многофазное тело гранитоидов.

На протяжении процесса возникновения магматического расплава и последующего образования пород можно отметить деятельность горячих растворов трех типов. К первому относятся растворы, участвующие в региональном и контактовом метаморфизме и содействующие выплавлению магматического расплава. Ко второму типу относятся растворы, уходящие из магмы при пульсационной кристаллизации. Они могут быть обильными и следовать возникающим тектоническим структурам. Условно к этой группе мы относим растворы, покидающие магму в периоды сбрасывания излишнего против эвтектики вещества. К третьему типу растворов относятся летучие, уходящие из остаточных магматических растворов. Процесс образования остаточных расплавов часто оспаривается. Во многих интрузивах он отсутствует и, наконец, даже в тех случаях, когда пегматиты бывают развиты по масштабам, отход из них летучих не столь велик, чтобы придавать большое значение участию их в процессе образования руд.

Мы уже отмечали ранее, что растворы, создающие метаморфизм и магму, в массе своей близко отражают состав пород, из которого выплавляется магма. Эти растворы деятельны, пока их мобилизует повышение температуры. Главным типичным результатом этой деятельности следует считать перекристаллизацию. Высвобождаемые при этом растворы могут перемещать и концентрировать локально вещество пород. Вероятно, этими растворами создаются промышленные кварцево-гематитовые руды типа Кривого Рога. Им обязаны своим образованием все те метаморфические месторождения, где минералообразование происходит с повышением температуры. Но едва ли можно с этими растворами связывать образование руд, где появление минералов происходит при снижении температуры их образования. Падение температуры для этого типа растворов означает прекращение процесса их мобилизации.

Растворы, отходящие от магмы, имеют отдаленным источником своего состава те породы, из которых возникла магма. Обособление их и формирование их состава совершается в очень сложном «технологическом» процессе, многие черты которого пока мало известны. Несомненно только то, что отложение руд и преобразование пород этими растворами происходит при падении температур. Эта группа растворов создаст большую часть рудных месторождений.

Очень неясны, а порою разноречивы высказывания об источнике вещества, отлагаемого растворами магматического происхождения. До сих пор еще распространено мнение, что рудный материал целиком выносится из магмы. В частности, на этой позиции построены представления П. Ниггли [6] и Г. Шнейдерхена [18]. Нужно сказать, что растворы, исходящие из магмы, не бывают уравновешенны с породами, в которые они попадают. Об этом свидетельствует наблюдаемый нами гидротермальный метаморфизм. Естественно, что на пути к равновесию они меняют свой состав. Во всяком случае можно думать, что по мере взаимодействия растворов с породами они становятся менее химически активными, а способность к отложению минерального вещества у них увеличивается.

Таким образом, в деятельности рудоносных растворов устанавливаются два совершенно отличных периода: период гидротермального метаморфизма, в пределах которого возникают метасоматические месторождения, и период отложения минерального вещества на дальнейших путях их движения. Так возникают трещинные жилы.

Месторождения первой группы обыкновенно возникают в результате пространственной перегруппировки минерального вещества изменяемых пород. Тела их могут следовать структурам и даже обладать жиллообразной формой. Их следует считать метасоматическими и не потому, что главным способом отложения минерального вещества в них является метасо-

матоз, а потому, что они рождаются в процессе гидротермального метаморфизма. Вещество руд этих месторождений, несомненно, имеет разные источники. Причем можно думать, что главным источником являются породы, попавшие в сферу гидротермальных преобразований. Разные источники, по нашему мнению, имеет и рудный материал жил [12]. Вопрос этот ранее не ставился и очень мало исследовался. Несомненно, работы в этой области могут иметь большое значение. Но и то, что мы знаем, заставляет нас допустить участие в составе руд эндогенного происхождения веществ изменяемых растворами пассивных пород, в том числе и осадочных. Нам представляется, что особо актуальной темой ближайших исследований должно явиться выявление степени участия рудных элементов в процессе гидротермального метаморфизма и их петчоников.

ВЫВОДЫ

1. В образовании анхизвтектических магм, особенно гранитоидных, главную роль играют породы, вмещающие батолитоподобные тела. Они в широкой мере определяют состав магматических пород.

2. Магмы палингенного происхождения могут возникать на самых различных глубинах от горизонтов симы до верхов сналя, изменяясь с глубиной в сторону образования основных анхизвтектических расплавов.

3. В процессе формирования плутона отделение однородного анхизвтектического расплава вызывает образование пород «гибридной» зоны, промежуточной по составу между магматическими породами и роговиками. В этот момент особенно для становления гранитоидных массивов имеет место сбрасывание летучими фемическими элементами — Mg, Ca, Fe, а для габброидных расплавов — щелочей.

4. Главное рудообразование обязано растворам, покидающим магму в процессе пульсационной кристаллизации. Руды могут возникать, отвечая по времени разным фазам.

5. Горячие растворы в момент выхода из магматического расплава отражают состав магмы, а следовательно, и тех пород, из которых она возникла. Но в процессе последующего гидротермального метаморфизма состав рудообразующих растворов меняется. Поэтому руды, образованные гидротермальными растворами, могут содержать металлы различного происхождения. Это обстоятельство не должно быть использовано для отрицания их эндогенного происхождения. Изучение же этого вопроса, по нашему мнению, должно иметь большое значение для теории рудных месторождений и практики поискового дела.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баддингтон А. Формирование гранитных тел. М., ИЛ, 1963.
2. Барт Т. Ф. Идеи о взаимоотношении осадочных и изверженных пород.— «Геохимия», 1962, № 4.
3. Верпадский В. И. Очерки геохимии. Избр. соч. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954.
4. Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины Земли. М., Изд-во АН СССР, 1936.
5. Клеппер, Уайент. Урановые провинции.— В кн.: Материалы конференции по мирному использованию атомной энергии. Т. 6. М., «Атомиздат», 1958.
6. Ниггли П. Генетическая классификация магматических рудных месторождений. М., ОНТИ, 1938.
7. Потапов В. В. Граниты Кольванского массива и связанное с ним оруденение.— В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, «Наука», 1965.

8. Ронов А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы.—*«Геохимия»*, 1964, № 8.
9. Сухоруков Ф. В., Лапин Б. Н., Симонова В. И. Бор в девонских вулканогенных породах Горного Алтая.— *«Геохимия»*, 1964, № 12.
10. Шахов Ф. Н. К вопросу о происхождении гранитных магм.— *«Минералог. сб. Львовск. геол. об-ва»*, 1956, № 10.
11. Шахов Ф. Н. О происхождении гранитных магм и рудных месторождений.— В кн.: *Магматизм и связь с ним полезных ископаемых*. М., Изд-во АН СССР, 1960.
12. Шахов Ф. Н. Геология жильных месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1964.
13. Щербаков Ю. Г. О корреляционной зависимости рудных комплексов, связанных с гранитоидами, от состава вмещающих их формаций.— *«Докл. АН СССР»*, 1964, т. 156, № 2.
14. Щербаков Ю. Г. Генетические черты золоторудных месторождений в Горном Алтае.— В кн.: *Геология и геохимия рудных месторождений Сибири*. Новосибирск, «Наука», 1965.
15. Щербаков Ю. Г., Пережогин Г. И. К геохимии золота.— *«Геохимия»*, 1964, № 6.
16. Cloos H. Das Batolithenproblem.— *«Fortschr. Geol. und Paleont.»*, Berlin, 1923.
17. Escola P. On the Origin of Granitic Magmas.— *Miner. und Petrogr. Mitteil.*, 1932, Bd. 42, H. 5/6.
18. Schneiderhöhn H. *Erzlagerstätten*. Vena, 1955.

О РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТОИДНЫХ ИНТРУЗИЙ*

Вопрос о связи руд и гранитоидных интрузий является проблемой, волнующей геологов. Прежде всего, хотелось бы указать, что геологами поддерживается мнение, что в природе существуют рудоносные, «рудогенерирующие», и не способные к этому гранитные массивы. На этом основании предлагаются, в частности, геохимиками, признаки, отличающие рудоносные массивы от нерудоносных. Действительно, около одних массивов находят руды, а около других они отсутствуют. В этом смысле я в какой-то мере разделяю данное мнение и считаю очень полезными и нужными проводимые исследования, но полагаю необходимым внести в эти представления некоторые уточнения.

Прежде всего, хотелось бы обратить внимание на работу, проведенную Тишендорфом, Больдуаном, Вастернаком и Бейном, выполнившим геофизическое и геологическое картирование поверхности известного гранитного массива Рудных гор, с которым связано генетически большое число хорошо изученных разнообразных по составу и генезису рудных месторождений. Карту свою они представили как карту прогноза. Не вдаваясь в детали, считаю возможным отметить следующее. Граниты, обнажающиеся на поверхности, являются куполами и гребнями крупного массива, по-видимому, погружающегося к северо-западу. Гряды имеют явно иное простирание, чем основное тело массива, и, видимо, связаны с иными структурами, которые, мне кажется, могут в общем случае иметь более молодой возраст.** Рудные месторождения большей частью приурочены к вскрытым и реже не вскрытым эрозией (Фрейберг) куполам и гребням. Глубокие части, в том числе депрессии в кровле массива, безрудны. Картина эта не является новой. Еще В. Эммонс [1] утверждал связь рудных месторождений с сателлитами гранитных батолитов и считал лишенными руд области глубоко вскрытых эрозией массивов. Это положение не потеряло своего значения и ныне. Наоборот, как мы увидим ниже, оно получило подтверждение в ряде теоретических работ. Поэтому отсутствие рудных месторождений не всегда может быть обусловлено отсутствием «рудогенерирующей способности» у гранитоидного массива. Тела гранитоидных массивов, глубоко вскрытых эрозией, могут не сопровождаться рудными месторождениями или содержать только слабую минерализацию. Поэтому нельзя считать магму массива рудоносной на основе наблюдаемой пространственной связи месторождений с магматическими формациями. В одних случаях тела магматической формации будут нести оруденение, в других — оно может не быть. Геофизическое

* Опубликовано в кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. М., «Наука», 1972.

** Авторы не вдаются в эти вопросы, они стоят на позиции Г. Клооса [2].

картирование в этих случаях может дать очень ценный материал для прогноза и для выбора гранитоидных массивов с целью постановки поисков.

К сожалению, мы не можем только на основании приведенных данных предполагать, что гранитных массивов, не способных к образованию рудных месторождений, не существует. Пока мы должны допустить их существование, хотя теоретически трудно себе представить гранитоидную магму, лишенную летучих. Во всяком случае есть области магматических тел, лишенные руд, и должны быть массивы различной степени рудоносности, хотя бы потому, что состав палингенных магм тесно связан с составом исходных для них пород. Даже одного возраста плутоны, возникающие за счет разных пород, могут быть различны в этом отношении. В частности, многообразие источников рудных элементов отмечают и авторы карты прогноза Рудных гор, разнообразие минерального состава руд которых послужило началом для вывода о явлениях парагенеза и рудных формациях.

Итак, гранитоидные магмы, как правило, содержат летучие. Судьба их представляет большой интерес для суждения о связях руд и гранитоидных тел. Каков бы ни был механизм гранитоидных плутонов, образование рудных месторождений обязательно деятельности горячих растворов. Поэтому для понимания происхождения рудных месторождений и целей прогноза большой интерес должен представлять вопрос о возможностях отделения рудоносных растворов от данного магматического расплава в специфических для него условиях.

Наиболее распространено представление, что летучие растворы отходят от магмы по мере понижения температуры при кристаллизации. Часто думают, что они концентрируются в остаточных расплавах. С таких позиций очень трудно представить гранитоидный массив, созданный магмой, богатой летучими и не способной к созданию руд. Поэтому попытаемся рассмотреть вопрос об условиях, в которых может происходить потеря летучих гранитоидной магмой.

Мне приходилось отмечать, что отделение летучих от магматического расплава связано с развитием трещин в стенках камеры. Достижение трещиной магматического расплава должно понижать в месте пересечения кровли плутона давление, вызывать инъекцию магмы и движение летучих. Поэтому кажется естественной так называемая парагенетическая связь руд и малых интрузий. Всем известна ассоциация рудных, особенно золотых месторождений, с поясами и районами развития даек различного состава. Должен, однако, отметить, что не только с основными дайками пространственно связаны рудные месторождения (например, Березовские месторождения золотых руд). Несомненно, и пояса даек (малых интрузий) связаны с движением магмы, обусловленным возникновением разломов и изменением давления в материнском магматическом расплаве. Но нужно учитывать, что при движении вверх магматический расплав может сам достигать областей низких давлений, благоприятствующих отделению летучих. Всем известны трубчатые дайки кварцевых порфиров в Кананеа, где с ними связано промышленное медное оруденение. Таким образом, понижение давления в магматическом расплаве может быть обусловлено не только образованием трещин, достигающих камеры магматического расплава, но также достижением самим расплавом областей низких давлений. В последнем случае связь рудных месторождений с дайками будет прямой — генетической.

Прямой генетической связью в большинстве случаев является связь рудных месторождений с куполами и гребнями, возникающими в кровле гранитного массива. Куполы, как и апофизы, являются подвижными частями гранитного тела. Движение магмы, их образующей, давно известно. Но только обломки роговиков в граните или обломки мелкозернистых гранитов в гранитах поздних фаз истолковываются не как локальное

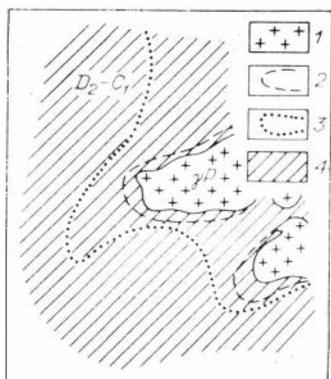


Рис. 1. Схема геологического строения района гранитных куполов (по В. Г. Чернову). 1 — биотитовые граниты; 2 — граница распространения пегматоидных образований в роговиках; 3 — граница развития роговиков; 4 — неизмененные породы.

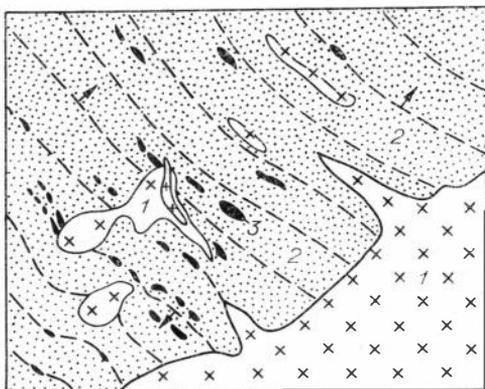


Рис. 2. Структурные соотношения (в плане) гранитоидов — в данном случае гранитпорфиоров (1), роговиков (2) и пегматоидных включений (3) (по В. Г. Чернову).

явление, свидетельствующее о местном движении, а как доказательство интрузии батолита, например в понимании Клооса. Можно думать, что больше оснований принять неровности кровли гранитного массива как результат местных движений в кровле — верхней части магматического расплава. В этом отношении довольно показательными являются данные наших исследований в Юго-Восточном Алтае [3].

В обширном поле роговиков местами наблюдаются выходы небольших размеров куполов (рис. 1). К югу в гипсометрически низком участке обнажаются обширные поля гранитов, а к северу в пределах высокогорного плато на протяжении многих десятков километров развиты различного состава роговики и мелкие выходы гранитоидов. Можно думать, что на этот раз мы имеем дело с крупным по размерам плутоном, кровля которого прорезается на площади высокогорного плато.

В изучавшемся куполе биотитовые граниты переходят к периферии в гранит-порфиры. Этими породами сложены многочисленные апофизы, проникающие в роговики по структурам бывших наслоений. По этим же направлениям в роговиках располагаются оригинальные включения пегматоидов. Кроме того, в поле роговиков наблюдаются различной формы тела гранитпорфиоров. Они сопровождаются осветленными брекчиями роговиков и как бы съедают пегматоиды (рис. 2). Последние располагаются только в роговиках вблизи контакта с гранитами купола. Связь их с куполом гранита представляется совершенно безус-

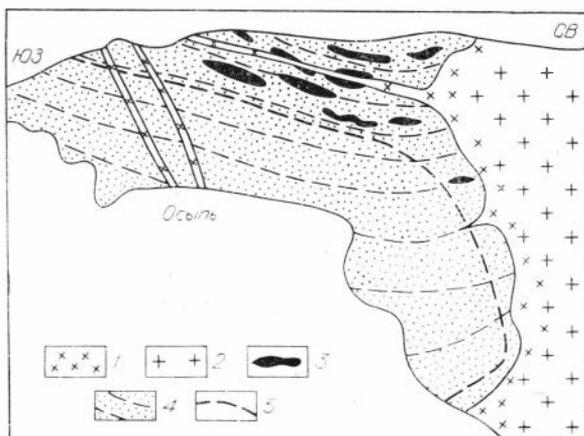


Рис. 3. Стенка кара (по В. Г. Чернову). Видны контакты купола с роговиками и апофиза в них, секущая пегматоиды.

1 — гранит-порфиры; 2 — биотитовые граниты; 3 — пегматоиды; 4 — роговики; 5 — граница распространения пегматоидов.

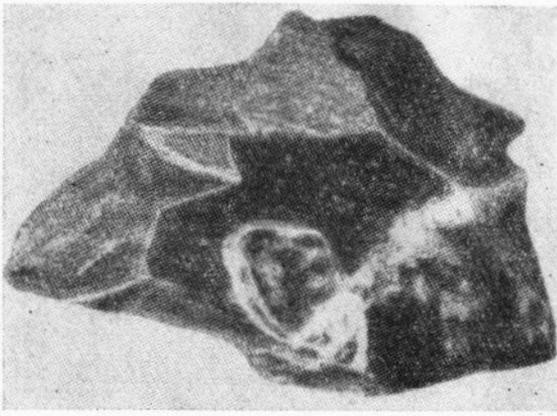


Рис. 4. Пересечение пегматоидного включения жилкой гранит-порфира. Увел. 1,3.

лизация гранитной магмы в данном разрезе — явление самое позднее.

Рассмотрим теперь некоторые детали этой картины.

Пегматоиды представляют собой образования всегда секреторного типа, и только очень редко они имеют жилообразную форму. По строению и величине они очень разнообразны. Как правило, наиболее крупные отличаются и более сложным строением. Тонкие включения их в роговиках напоминают мелкие лысинки белого цвета на черном фоне (рис. 5). Под микроскопом видно, что зерно роговика увеличивается с приближением к пегматоиду, на границе повышается количество биотита, а центральная часть представляет собой кварцит гранобластической структуры. В более крупных пегматоидах появляется ядро, состоящее существенно из кварца и биотита, резче бывают выражены биотитовая и кварцевая оторочки (рис. 6). Наблюдаются часто очень сложные ритмически-полосчатые образования с большим количеством полосок кварца и биотита и всегда с укрупнением величины зерна к центру, ядру (рис. 7). Самые крупные из этих образований напоминают рекомендательные пегматиты с той разницей, что на периферии и в них хорошо бывает развита кварцитовая оторочка, а в центре развит сложный агрегат слюд (рис. 8). Во всех случаях в роговиках с приближением к пегматоиду увеличивается величина зерна. Наконец, следует отметить, что в роговиках часто встречается скопление ситовидных кристаллов плагиоклаза в цементе гранобластического кварца, который совершенно тождествен кварцу простых секретий. С приближением к этим образованиям величина зерна кварца в роговике увеличивается, биотит исчезает, а фенокристы плагиоклаза растут на фоне перекристаллизованного кварца, так как содержат включения относительно крупных зерен кварца (рис. 9).

Изложенный материал дает право говорить, что пегматоидные образования возникли в процессе локальной перекристаллизации роговика. Присутствие в пегматоидах турмалина, слюд, апатита и других минералов свидетельствует об участии в перекристаллизации летучих.

Вторая деталь, на рассмотрении которой я хотел бы остано-

ловной. Несомненно также, что движения магмы в куполе совершались и после того, как возникли в роговиках включения пегматоидных образований. В стенке кара наблюдается почти вертикальный разрез, в котором хорошо видны пересечения пегматоидов апофизой гранитпорфира (рис. 3). Пересечения эти наблюдаются часто и в отдельных образцах (рис. 4). Таким образом, кровля купола перемещалась медленно в уже перекристаллизованных породах и кристал-

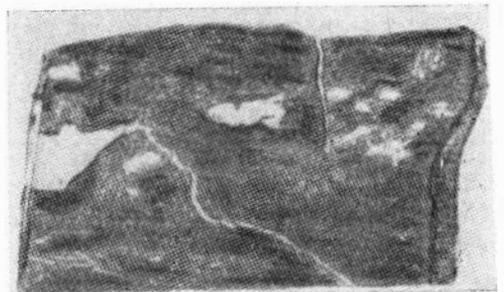


Рис. 5. Тонкие пегматоидные включения в биотитовом роговике. Увел. 1,3.

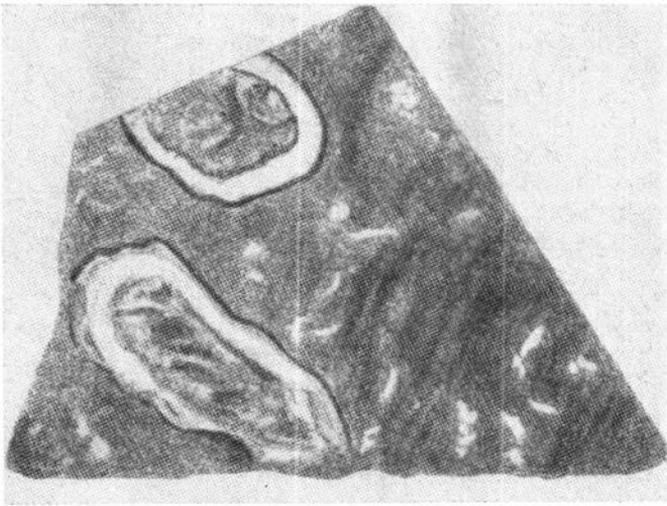


Рис. 6. Небольшие пегматоидные включения в биотитовом роговике с ярко выраженными черными оторочками биотита, белыми — кварца и крупнозернистым агрегатом биотита и кварца в ядре. Увел. 1,3.

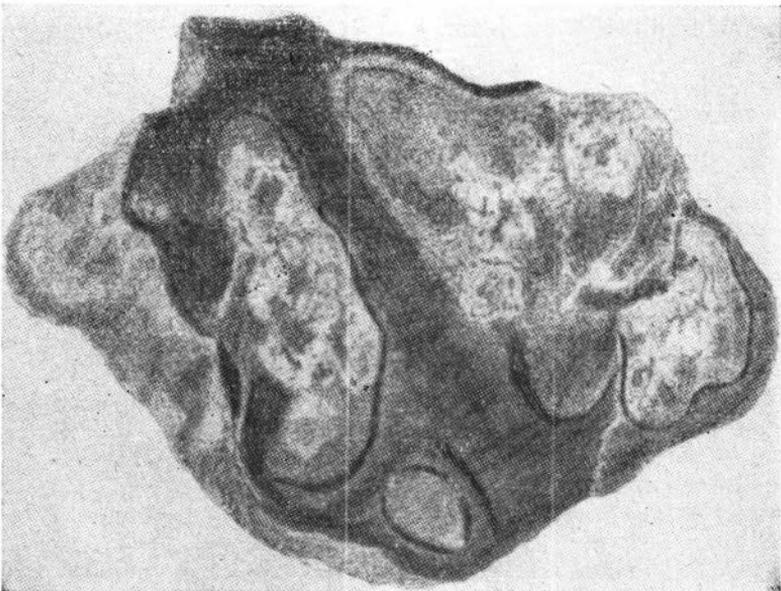


Рис. 7. Сложное по строению пегматоидное включение в роговике (черное; белое — кварц, а черное внутри включения — биотит). Окружающие включения ритмические полосы обусловлены изменением содержания биотита. 0,5 натур. вел.

виться, — это обломки роговиков, наблюдаемые в гранит-порфирах периферической части купола и апофиз. Обломки роговика в гранит-порфирах обыкновенно превращены в кварцит, совершенно тождественный кварцитам в пегматоидах (рис. 10). Граница роговика с гранитом бывает неясной, размытой. Внутри кварцита можно видеть ветвящиеся жилки гранитоидного состава. Гранит на неясной границе роговика имеет тот же состав, что и жилки. В нем мы наблюдаем крупные кристаллы плагиоклаза, щелоч-

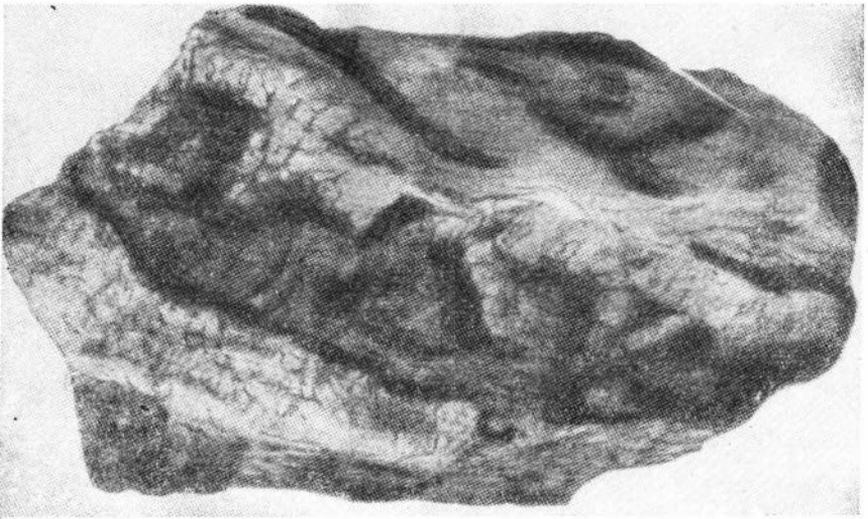


Рис. 8. Крупная пегматоидная шлира в биотитовом роговике. Прима-
 кающий к ней роговик превращен в кварцит. Следующая светлая ото-
 рочка сложена плагиоклазом. В центре сосредоточены главным образом
 слюды. 0,5 натур. вел.

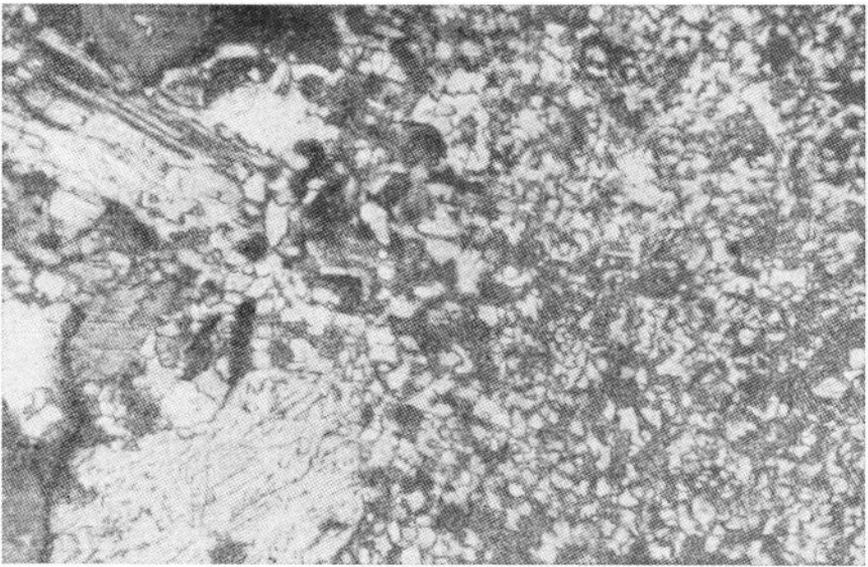


Рис. 9. Контакт роговика со скоплением кристаллов олигоклаза. С приближе-
 нием к кристаллам олигоклаза резко растет величина роговика. Ситовидные
 включения кварца в олигоклазе обладают крупными размерами. Плагиоклаз
 рос и развивался в более интенсивно перекристаллизованном участке биотито-
 вого роговика. Никели скрещены. Увел 75.

ного полевого шпата и кварца в цементе из интенсивно перекристаллизо-
 ванного в кварцит роговика. В шлифе порода очень напоминает скопления
 ситовидных кристаллов плагиоклаза в роговике (рис. 11). Так начина-
 ется продвижение гранитоидной магмы. Возникающая порода явно носит
 гибридный характер, но на небольшом расстоянии от контакта она уже
 имеет вид нормального гранит-порфира с фенокристами кварца и плагио-
 клаза. В куполе, несомненно, происходит перемещение вверх магмати-
 ческого расплава, имеющее характер пропаривания пород, ранее превра-

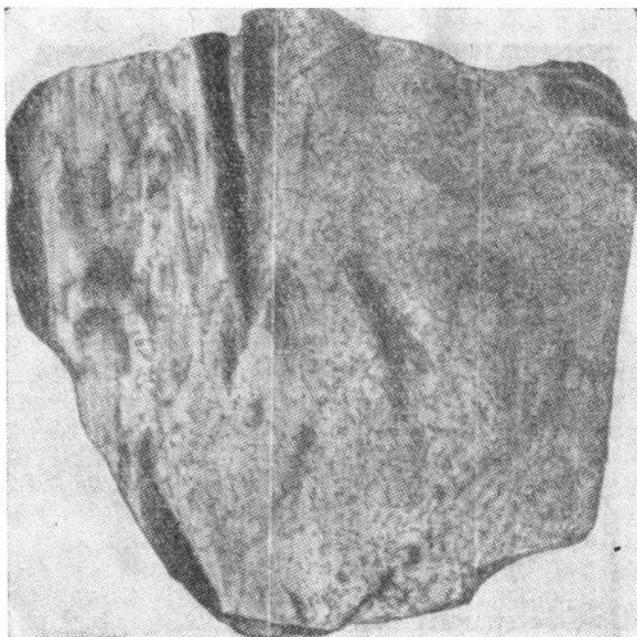


Рис. 10. Обломок роговика в гранитоиде. Черные полосы — неизмененный роговик. В кварците (измененная часть обломка) видны жилы гранитоида. Граница гранитоида и кварцита носит неясный размытый характер.
0,7 натур. вел

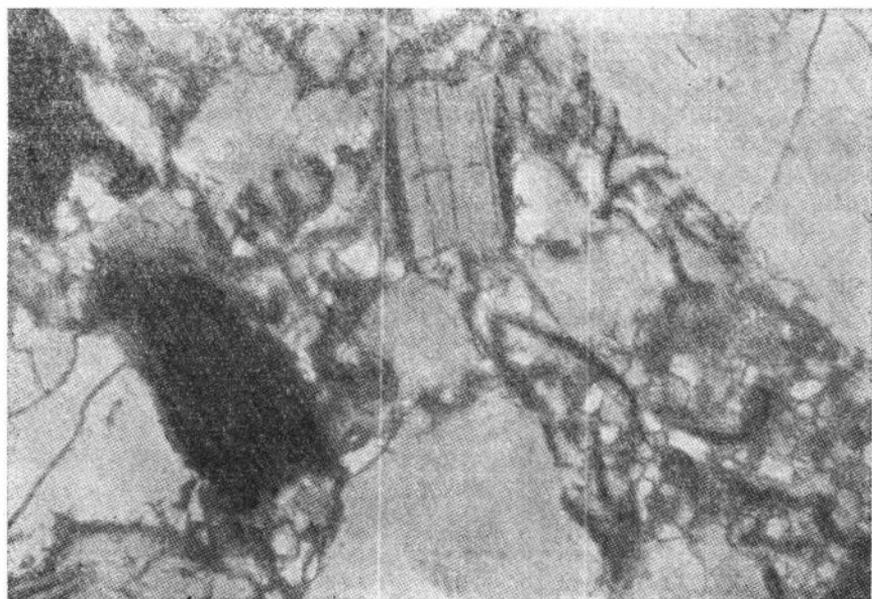


Рис. 11. Гранит-ноर्फир на границе с роговиком, превращенным в кварцит.
Увел. 160.

ценных в роговики. В этом процессе принимают большое участие летучие. Они превращают роговики в кварциты, а затем в гранитоидные породы. Правильнее думать, что движется не магма, а фронт магмообразования.

При этом следует отметить, что в данном случае движение летучих длится дольше, чем кристаллизация расплава. Так, в некоторых участках наблюдается раздробление минералов, сопровождающееся развитием турмалина. Летучие не только содействовали магмообразованию, но, покидая расплав и увеличивая его вязкость, вызывали местную кристаллизацию. Мы наблюдаем сложные явления в прекращающем свое движение куполе, достигшем области малых давлений.

Порядок геологических событий на участке развития пегматоидов можно охарактеризовать, не входя в детали, следующим образом.

Эрозия вскрыла апикальную часть купола, наблюдаемая картина характеризует его движения, близкие по времени моменту остановки. Апофизы разного рода гранит-порфиров возникли позже пегматоидных образований, которые образовались, вероятно, во времена, когда на данном эрозионном срезе размеры купола были меньше, а может быть, он только прорезался. Это обстоятельство предостерегает нас от поспешных выводов о «добатолитовой минерализации», устанавливаемой обыкновенно на основе таких пересечений.

Движения магмы происходили в роговиках, сопровождаясь раздроблением и превращением их обломков в кварциты, а порой в скаполитовые породы. В области остановки магма купола попадала в обстановку невысоких давлений, и на некотором интервале движение ее сопровождалось выделением летучих. Выделение летучих имело место и после остановки. На пегматоиды и гранитные породы накладывалась известная в районе разнообразная по составу гидротермальная минерализация. Она происходила уже в обстановке остывающего купола.

В период образования пегматоидов в движении летучих, несомненно, принимали участие щелочи (K, Na, Li), бор, фосфор и, возможно, вода, поскольку она входит в состав слюд. Образование ортита говорит о движении редких земель и радиоактивных элементов. При гидротермальном процессе участие в минералообразовании принимали вода, углекислота, сера сульфидов и цветные металлы.

Рассмотренный материал позволяет мне сделать вывод, что отделение летучих от гранитоидной магмы происходило при возникновении низких давлений, что вполне согласуется с экспериментами Н. И. Хитарова [4]. Этого можно ожидать при достижении трещинами камеры — кровли плутона (случай парагенетической связи с дайками) или при достижении расплавом области низких давлений (случай прямой генетической связи оруденения с дайками и особенно куполами). Отсюда напрашивается вывод о том, что оруденение пространственно и генетически связано с подвижными частями магматического тела. Главным фактором отделения летучих от расплава следует считать резкое понижение давления.

Дайки и другие малые интрузии давно привлекают внимание геологов, но совсем малоизученными остаются неровности кровли гранитоидных тел — куполов. Исследования этого типа могут оказаться очень плодотворными, особенно если будут проводиться совместно геологами, геофизиками и геохимиками.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Эммонс В. Изменение первичного оруденения с глубиной. М., Геолразведиздат, 1933.
2. Tischendorf G., Wasternack G., Bolduan H., Bein. E. Zur Lage der Granitoberfläche im Erzgebirge und Vogtland.— «Z. Angew. Geol.», 1965, Bd. 11, N. 8.
3. Шахов Ф. Н., Чернов В. Г., Потапьев В. В. Зоны пегматоидных включений в роговиках гранитных куполов (Юго-Восточный Алтай). Новосибирск, «Наука», 1971.
4. Хитаров Н. И., Кадик А. А., Лебедев Г. Т. Основные закономерности отделения воды от магматических расплавов гранитного состава.— «Геохимия», 1967, №11.

ИСТОРИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЕНЕЗИСЕ КОНТАКТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ*

1. Термины «контактовая жила», «контактовые месторождения» довольно часто начинают встречаться в специальной геологической литературе первой половины и середины XIX в. [24]. В периоды наиболее острой борьбы непунистов с вулканистами группами этих месторождений особенно охотно занимались ученые, желавшие показать генетическую связь рудных жил с изверженными породами. Следует указать, что содержание этих терминов в те времена совершенно не отвечало современным представлениям о контактовых месторождениях. Так, Фурнэ (1835) рассматривал в этой группе свинцово-цинковые руды баритовых и карбонатных жил Западной Франции и горы Узон, которые залегают на границе осадочных слоистых пород и тела гранитной интрузии. А. Бюра, выделяя группу контактовых месторождений [3, 4], относил к ним неправильной формы сульфидные залежи Раммельсберга, Альтенберга и Тосканы [4, с. 340]. Разбирая свинцово-серебряные руды месторождений Алтая, он приходил к заключению, что их следует считать контактными, так как они залегают на границе метаморфических пород и порфиров, проникающих в эти породы [4, с. 385]. А. Бюра, связывая происхождение месторождений этой группы с процессом метаморфизма, противопоставлял «жилы и рудные скопления контакта» жильным месторождениям Фрейберга и Клаустала, особо подчеркивая неправильную форму их рудных тел, а также специфику состава и текстуру руд. Значительную часть этих месторождений ныне считают типичными метасоматическими образованиями.

Несколько позднее Б. Котта предложил отличать контактовые жилы от контактовых штоков [5, с. 16, 185]. К первым он относил залежи бурых железняков и сульфидных руд Гарца и Рудных гор, располагающихся на границах гранитов, порфиров и осадочных пород. Контактными жилами он называл и гематитовые руды Эльбы. Во второй группе контактовых штоков в его руководстве описываются магнитные железняки Христиании, а впоследствии сюда же он отнес рудные месторождения Баната, Богославска, Шварценберга и Рио-Тинто [6, с. 348]. У Котта содержание группы контактовых штоков уже приближалось к представлениям о контактово-метаморфических месторождениях, сформулированных А. Гроддеком. Тем не менее мы должны признать, что в эти времена группа контактовых месторождений выделялась на основании одного формального структурного критерия — залегания рудного тела на границе изверженной и осадочной породы. Это само по себе казалось значительным аргументом в пользу генетической связи руд с изверженными породами. Совершенно понятно, что в эту группу попадали по своему содержанию

* Опубликовано в «Geologie Jahrgang», 1971, 20, II. 4/5.

различные образования, объединяемые одним термином — «контактовые месторождения».

2. Во второй половине XIX в., когда создавались представления о метаморфизме магмой осадочных пород, меняется и подход к установлению генезиса месторождений группы контактовых месторождений. В эти времена из печати вышла знаменитая монография Розенбуша. Широко известны стали его представления о контактовом метаморфизме, как причинно связанном явлении с интрузией магматического расплава. Особенно ярко выражены и типичны для этой эпохи трактовки А. Гроддека. В его руководстве [14, с. 38, 334—336] мы обнаруживаем еще две группы месторождений, к которым применен термин «контактовые» — контактовые жилы и контактовые месторождения. К первой группе все еще по соображениям главным образом структурной связи отнесены свинцовые руды Шварцвальда и красные железняки Рудных гор. Но контактовые месторождения выделены уже в виде особого подтипа метаморфических месторождений, которые, естественно, в отличие от предыдущих автор назвал контактово-метаморфическими. Термин этот встречается даже в работах середины XX в.

Контактовый метаморфизм, по представлению А. Гроддека, определялся как тепловыми влияниями магматического тела, так и воздействием перегретой воды. Он полагал, что именно под воздействием перегретой воды образуются горнфельзы и мраморы, а также происходит отложение в последних силикатах. А. Гроддек к группе метаморфических месторождений считал необходимым отнести всякую породу, которая «метасоматическими процессами превращена в руду». Неудивительно, что в группе метаморфических месторождений он рассматривает самые разнообразные образования, вплоть до руд Корнуоллса, «где некоторое количество оловянного камня и кварца образуют псевдоморфозы по полевому шпату» [14, с. 335]. В группе собственно контактовых им выделены следующие типы: а) шпатовые железняки шахты Луизы Горгаузен, превращенные в магнетиты, и б) горнфельзы и силикаты в зернистом известняке, образовавшемся за счет деятельности перегретой воды. К последней группе он относит классические месторождения скарнов Христиании. Таким образом, мы находим группу контактовых месторождений, близко отвечающих по своему содержанию современным представлениям, только у Гроддека, хотя и подчеркивавшего метасоматический характер скарнов, но связывавшего их образование, и вообще всякий метасоматоз, с процессом контактового метаморфизма. А. Гроддек не разделял «деятельность» горячих растворов от процесса прогрессивного метаморфизма, хотя ему, несомненно, был известен взгляд Розенбуша на изохимический характер преобразований при контактовом метаморфизме. Впрочем, нужно сказать, что эти взгляды сохранились до нашего времени. В монографии Ф. Тернера и Дж. Ферхугена [40, с. 390] мы можем прочесть, что «в соответствии со взглядами Эсколя, Ниггли и Харкера метаморфизм можно рассматривать как изменения, приближающиеся обычно к изохимическим», но «с увеличением метасоматоза изохимический метаморфизм переходит в аллохимический, сопровождающийся привносом или удалением вещества». Сюда авторы относят альбитизацию, серпентинизацию и скарнообразование. По сравнению с А. Харкером [16], который рассматривал турмалинизацию как наложение, этот взгляд, несомненно, является шагом назад. Поэтому можно не удивляться, что взгляды Гроддека почти через сто лет повторил в своем руководстве К. Ламей [26, с. 47] и рассмотрел контактовые месторождения в группе месторождений, образовавшихся в процессе метаморфизма. По мнению автора, «метасоматический метаморфизм» является слагающей частью контактового и в некоторых случаях регионального метаморфизма.

3. В XX в. очень усложнились представления о метаморфизме, с одной стороны, и о роли летучих в метаморфизме, магме и образовании

руд — с другой. Контактные месторождения уже чаще называли контактово-метасоматическими [34, 41]. Затем стал принципиальным вопрос об источнике летучих. В зависимости от его решения по-разному решался генезис руд и в частности контактовых месторождений. Необходимо указать, что в обширной литературе всегда отражались идеи, наиболее ярко сформулированные в работах Ван Хайза и Ниггли [18, 30—32]. Различие этих концепций, по существу, обусловлено канонами тех же старых двух течений, создавших мощные школы непутистов и вулканистов.

Ван Хайз в процессе концентрации рудного вещества главную роль отводит летучим и особенно перегретой воде, которую он почти полностью считает по происхождению метеорной. Магма, по Ван Хайзу, является лишь возбудителем миграции летучих чуждого ей происхождения, хотя изверженные породы, как и осадочные, могут являться отдаленным, но первичным источником металлов, отлагаемых этими водами. Естественно поэтому, что не только явления метасоматоза в зонах контактово-метаморфизованных пород, но и скарны, а также большую часть сульфидных месторождений относит Ван Хайз к группе метаморфических образований. Он считал, что рудные концентрации создаются в результате сложных процессов, неоднократно налагающихся метаморфизмов на протяжении многих геологических эпох. По Ван Хайзу, скарны и руды — метаморфические породы, а само явление метасоматоза, как и Гроддек, он сливал с метаморфизмом.

П. Ниггли рассматривает летучие как непреходящую составную часть развивающегося магматического расплава. Поэтому их деятельность составляет особый этап магматического процесса. Породы и руды, ими созданные, являются магматическими образованиями. Следует при этом отметить некоторую непоследовательность. Называя магматическими все руды, созданные вулканическим (в широком смысле) процессом [31], скарны Ниггли оставляет в группе метаморфических пород, признавая как их метасоматическую природу, так и вынос из магмы составляющего их вещества [15].

Несмотря на различные взгляды Ниггли и Ван Хайза о природе рудообразующих растворов, в конечном счете тот и другой поместили продукцию их деятельности в группу метасоматических образований. Но возникшее метасоматическое образование Ниггли называет магматическим, так как источником летучих и металлов считает магму, а Ван Хайз — метаморфическим, так как привнесенный растворами в породу материал, по его мнению, заимствован ими из окружающих пород, а сами растворы имеют вадозовое происхождение.

Над учеными XX в. явно и не явно довлеют две доктрины. Влияние их отразилось в создании множества компромиссных, часто эклектических представлений о генезисе контактовых месторождений. Не имея возможности охарактеризовать всю накопившуюся литературу, я позволю себе привести некоторые примеры и осветить оставшиеся нерешенными и не одинаково всеми приемлемые частные вопросы генезиса контактовых месторождений.

В 1902 г. В. Линдгрэн [27, с. 241] указал, что специфической чертой контактовых месторождений, отличающей их от месторождений динамоили регионально-метаморфических, к которым он причислял образования типа железистых кварцитов, является наличие скарновых минералов и их исключительно метасоматический характер. Позже он выделил группу пирометасоматических месторождений. К ним он отнес скарны, залегающие непосредственно в контакте интрузивного тела, так как считал, что в этом случае источником минерализации является «сама интрузивная масса» [28, с. 118, 794]. Если скарны развивались вне контакта и особенно контролировались трещинами, он относил их к гипотермальным месторождениям [28, с. 894], которые, как он полагал, создаются растворами

«of uncertain origin». Эти растворы могут иметь смешанный характер, но всегда содержат «изверженные эманации» [28, с. 212]. Здесь, несомненно, имеет место влияние идей Ван Хайза, который не сомневался в вадозовом происхождении рудоносных растворов и магмы считал отдаленным источником рудного вещества, содержащегося в них.

В суждениях о генезисе контактовых месторождений, не говоря уже о том, что само понятие о метасоматозе понимается не одинаково, противоречиво решаются или не являются полностью решенными и одинаково всеми приемлемыми следующие положения: 1) роль контакта в генезисе и систематике контактовых месторождений; 2) соотношение во времени образования скарнов и контактового метаморфизма; 3) источники летучих, источник металла и место сульфидного рудообразования в процессе скарнирования; 4) роль пассивных пород в процессе образования скарнов.

4. О самом понятии метасоматоза имеются противоречивые высказывания. В свое время В. Линдгрэн рассматривал метасоматоз как способ отложения растворами минерального вещества, как «процесс практически одновременного капиллярного растворения и отложения, при котором новый минерал частично или полностью отличного химического состава может расти в теле древнего минерала или минерального агрегата» [28, с. 91]. При этом имелся в виду процесс существенно гидротермального рудообразования и метаморфизма, развивающийся в обстановке затухающих температур [28, с. 23, 91, 173, 174].

В. М. Гольдшмидт рассматривал метасоматоз не как способ отложения минерального вещества, а как «преобразование породы, при котором к породе привносится вещество, причем обогащение привнесенным веществом происходит путем определения химических реакций, в которых принимают участие как первоначальный, так и новообразовавшийся минерал». Этим определением он исключал из понятия метасоматоза «чистые процессы импрегнации» [12, с. 25]. В. М. Гольдшмидт противопоставлял явления метасоматического метаморфизма выводу Розенбуша об изохимическом характере метаморфизма, рассматривал метасоматоз как существенный фактор в обмене материи Земли. Свои представления он вывел из рассмотрения прогрессивного метаморфизма (работы в Христиании), развивающегося в обстановке повышающихся температур, хотя в приведенной им классификации метасоматических процессов отмечается большое число гидротермальных изменений, в пределах которых минералообразование происходило, несомненно, в порядке понижения температур. Он не отделял, по-видимому, скарнообразование от контактового метаморфизма.

Д. С. Коржинский предложил близкую к представлениям В. Линдгрена формулировку, заключив ее замечанием, что «любой метаморфизм горных пород в отдельных зонах сопровождается изменением их химического состава, т. е. метасоматическими процессами» [23, с. 332]. Это определение объединяет взгляды В. Линдгрена и В. М. Гольдшмидта, но при этом все же остается различие в процессах прогрессивного и гидротермального метаморфизма. Можно ожидать, что в разной обстановке процессы отложения минерального вещества будут происходить различно, тем более, что и источники, и состав летучих могут быть разными. В частности, весьма вероятно, что количественная сторона явления метасоматоза будет отличаться. Так, в процессе прогрессивного метаморфизма метасоматоз будет выражен очень слабо. Вероятно, поэтому Д. С. Коржинский и другие петрографы главным образом рассматривают метасоматические явления, созданные гидротермальными процессами.

Из изложенного материала можно сделать вывод, что образование скарнов, а порой даже более ярких проявлений гидротермального метаморфизма, как, например, грейзены, в современной литературе часто не отделяется от процессов прогрессивного, в частности контактового, метаморфизма.

5. Близость скарнов к контакту интрузивного тела с пассивной породой привлекала внимание исследователей, так как раскрытие причинных связей между контактом и скарном могло внести ясность в понимание специфических черт образования этих месторождений.

В XIX в. приуроченность к контакту рудной минерализации рассматривалась как доказательство ее связи с магматическим телом. В начале XX в. многие ученые, особенно Уид (44, с. 716), контакт интрузива с бокковыми породами рассматривали как особо проницаемую пористую среду, благоприятную для циркуляции летучих. Сжатие интрузивного тела и самой метаморфической зоны в процессе охлаждения приводит, по его мнению, к образованию трещин. Кроме того, в метаморфизованных породах в процессе их изменения возникает пористость, подобная пористости киршича.

Большое значение контактными зонам вообще придавал В. М. Гольдшмидт [20, с. 38]. Он видел «стремление к выравниванию противоположных по составу типов пород» в процессе метасоматоза, который вызывается приведением в соприкосновение пород различного химического состава. Близко к этому взгляду понятие о «биметасоматозе», выдвинутое Д. С. Коржинским [21, 23, 24]. По мнению Д. С. Коржинского, при биметасоматозе под влиянием постмагматических растворов между контактируемыми породами происходит выравнивание состава, но не самих пород, а «межпоровых» растворов [22, с. 22]. В том случае, если скарны развиваются по трещинам или вне контактов [21, с. 401] компоненты реагирующих пород перемещаются не диффузией, а инфильтрационно. В последнем случае представление о природе скарнов отличается утверждением об источнике вещества у циркулирующих растворов. Источником являются не магма, а контактирующие породы. Но, хотя скарны считают типичным примером контактовых образований, развитие их на границе изверженной и пассивной породы встречается гораздо реже, чем вне контакта и нередко среди однообразного состава пород. Специфической чертой их пространственного расположения является развитие их всегда внутри пород, контактово метаморфизованных. Таким образом, ареной циркуляции производящих метасоматоз растворов являлась область высоконагретых пород. Поэтому в свое время Ф. Н. Шахов предположил, что движению растворов и образованию силикатов благоприятствует повышение газопроводимости пород при их нагреве [25, с. 31].

6. Уже не раз отмечалось, что на всем протяжении изучения контактовых месторождений до наших дней образование скарнов не отделялось во времени от образования горнфельзов. Не отделял его и В. Линдгрэн. Не отделяет его и Д. С. Коржинский, считающий, что «в контактовых ореолах» интрузий при подъеме температуры становится возможной реакция известняков с прилегающими силикатовыми породами, с образованием между ними реакционных зон. Реакция обусловлена постмагматическими растворами при постоянной температуре одновременно с образованием мраморов [23, с. 12]. Не отделял образование скарнов от горнфельзов и В. А. Обручев [26, с. 111, 112; 27, с. 88—93]. Не считали возможным принципиально разделять во времени явления перекристаллизации (образования горнфельзов) от метасоматоза Эммонс [28, с. 20, 43], Круш [29, с. 168], Хесс и Ларсен [30, с. 4] и Берг [31, 32].

Нельзя сказать, что по этому вопросу среди геологов было полное единодушие. Еще В. Линдгрэн, сделав вывод, что метасоматические породы (скарны) нельзя отделять от «чистого метаморфизма», приводит мнение Спэрра и Барреля, разделяющих эти процессы во времени [19, с. 704]. Гольдшмидт считает, что диопсидовые горнфельзы образовались при перекристаллизации нечистых известняков и раньше скарнов [33]. Тенденцию выделения метасоматических явлений в поздние стадии метаморфизма можно обнаружить у многих ученых, стоящих на позиции единого процесса. К этому приводили геологические исследования, обнару-

жившие скарны в теле самой интрузивной породы, своеобразные неоднородные структуры и текстуры скарнов и однородные по величине зерна гранобластические структуры диопсидовых роговиков [25, с. 13, 33; 34, с. 63]. М. А. Усов считал неправильным термин «контактово-метаморфические» месторождения. «Под контактовым метаморфизмом,— писал он,— теперь принято понимать простую перекристаллизацию, тогда как в образовании рудных месторождений этой группы принимают участие те громадные количества эманаций, которые долго идут из недр кристаллизующейся магмы, тогда как эманации, выделенные периферической частью массива, дают обычный, вообще пустой контактовый ореол интрузива» [35, с. 73]. М. А. Усов четко разделял во времени процесс скарнообразования от процесса развития горнфельзов. Ф. Н. Шахов [25, с. 19] полагал, что скарнообразование происходит в обстановке медленно снижающихся температур в период кристаллизации магмы интрузива и даже позже образования периферической его части, а поэтому разделено во времени от контактового метаморфизма и имеет характер высокотемпературного гидротермального метаморфизма. При понижении температуры (охлаждении контакта) вместо скарнов могут возникать кремнистые породы [36, с. 93]. Едва ли без постановки геохимических исследований может быть решен этот вопрос.

7. Еще больше разнообразных высказываний имеется по вопросам источников летучих и металлов и о месте сульфидного рудообразования в процессе скарнирования. По-видимому, эти вопросы изучены менее остальных.

В. Линдгрэн считал, что источником растворов и минерального вещества является магма. Многие и ныне так думают. А. Е. Ферсман [37, с. 268] и Дэли [31, с. 521—529] связывали происхождение скарнов с процессом ассимиляции. М. А. Усов [42, с. 51] считал, что растворы приходят из глубинных очагов. Так думали Холмс [39], Уайт [40, с. 9, 10] и Луглиш [41, с. 872].

Д. С. Коржинский [23, с. 12, 13] отрицает связь процесса скарнообразования с глубинными очагами. Растворы постмагматические, приходят из магмы, но источником минерального вещества, слагающего скарны, являются контактируемые породы. Поэтому он отрицает существование «скарнирующих растворов». Оруденение связано с более поздними метасоматическими процессами. Источник металлов — постмагматические растворы [20, с. 28—30], так как осаждают вещество известняки. Ф. Н. Шахов [43, с. 6] предполагает, что источником растворов, выносящих железо, магний и кальций, являются гибридные зоны. Растворы уходят в момент пространственного обособления анхизвектического расплава. Сульфидная минерализация имеет наложенный на скарны характер, так же как и на роговики [25, с. 59], и составляет особую фазу минерализации. Противоречия во взглядах достаточно велики для того, чтобы считать проблему нерешенной.

8. В геологической литературе существует представление, что скарны развиваются только при замещении известняков. Таковы взгляды Грейтона [44, с. 203] и Д. С. Коржинского [23]. Вместе с тем имеются и настойчивые указания на то, что скарны образуются и замещением пород иного состава. Так, С. С. Смирнов указал, что в Ангаро-Илимском районе «будут ли боковой породой жилы, трапп, глина, мергель, песчаник или известняк, в боках жилы они перейдут в существенно гроссуляровые породы» [45, с. 101]. М. А. Усов [46, с. 172] при характеристике железорудных месторождений Западно-Сибирского края указывал, что «скарны образуются за счет любых пород, не только карбонатных...». В последнее время Д. В. Калинин [47] опубликовал результаты своих экспериментальных работ по образованию скарнов. Им рассмотрены особенности физико-химической обстановки, благоприятствующие образованию скарнов за счет известняков и алюмосиликатных пород. Интересно, что растворы,

вызывающие скарнирование порфиров, не могут, по мнению Д. В. Калининна, производить заметного воздействия на известняки. В природе такие случаи известны. Таков, например, Дашкесан, где известняки не скарнируются. Пожалуй, данные геологии больше соответствуют версии образования скарнов за счет пород различного состава.

9. Контактные месторождения являются объектом, привлекающим внимание не только геологов, работающих в области экономической геологии, но и лиц, занимающихся метаморфизмом и образованием магм. Вероятно, потому в современном состоянии изучения месторождений этой группы имеет место столько противоречивых взглядов, что в предстании их их генезисе отразились все проблемы в этих проблемах. Особо желательно подчеркнуть, что, по-видимому, наступает необходимость различать особенности метасоматических явлений в прогрессивном метаморфизме от метасоматоза, развивающегося в среде охлаждения всей системы, в обстановке снижающихся температур.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Berg G. Zur Gliederung des Vorganges der Kontakt metamorphose.— «Z. Prant. Geol.», 1920, Bd. 8.
2. Берг Г. Геохимия месторождений полезных ископаемых. М., 1937.
3. Burat A. Theorie des gites metalliferes appuyee sur la description des principaux types du Harz, de la Sate etc. Paris, 1845.
4. Burat A. Traite du Gisement et de l'Exploitation des Mineraux utiles. Paris, 1858.
5. Cotta V. Die Lehre von den Erzlagerstätten. Freiberg, 1855.
6. Cotta V. Die Erzlagerstätten im Banat und Serbien. Berlin, 1861.
7. Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины Земли. М., 1936.
8. Ферсман А. Е. Геохимические и минералогические методы поисков железных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1939.
9. Эммонс В. Х. Введение в учение о рудных месторождениях. М., 1925.
10. Furnet J. Etude sur les depots metalliferes. 1835.
11. Goldschmidt Y. M. Die Kontakt metamorphose im Kristiania Gebilt. Kristiania, 1911
12. Гольдшмидт В. М. О метасоматических процессах в силикатных породах.— В кн.: Основные идеи геохимии. Вып. 1. М., Госхимиздат, 1933.
13. Грейтон Л. С. Гидротермальные глубинные зоны.— В кн.: Геология рудных месторождений западных штатов США. М., 1937.
14. Groddek A. Die Lehre von den Lagerstätten der Erze. Leipzig, 1897.
15. Grubenmann, Niggli P. Die Gesteinsmetamorphose. Berlin, 1924.
16. Харкер А. Метаморфизм, М., 1937.
17. Хессе Ф., Ларсен Э. Контактново-метаморфические вольфрамовые месторождения САСШ. М., Цветметиздат, 1932.
18. Van Hise C. R. A Treatise on Metamorphism.— «Geol. Surv. Monogr.», 1904, v. XLVII.
19. Holms A. The Origin of Primary Lead Ores.— «Econ. Geol.», 1938, v. 8.
20. Коржинский Д. С. Образование контактовых месторождений.— «Изв. АН СССР, Серия. геол.», 1945, № 3.
21. Коржинский Д. С. Образование контактовых месторождений.— В кн.: Юбилейная сессия Академии наук СССР. Т. II. М., 1947.
22. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953.
24. Крук Т. История учения о рудных месторождениях. М.—Л., 1938.
25. Krusch P. Über primäre und sekundäre metasomatische Prozesse auf Erzlagerstätten.— «Z. Prant. Geol.», 1910.
26. Lamey K. Metallic and industrial mineral deposits. New York, 1966.
27. Lindgren W. The Character and Genesis of certain Contact Deposits.— «Trans. Amer. Inst. Min. Engrs.», 1902, v. XXXI.
28. Lindgren W. Mineral Deposits. Fourth Edition. New York and London, 1933.
29. Louglin G. F. Comments on the origin and major structural Control of igneous rocks and related mineral deposits.— «Econ. Geol.», 1941, v. 7.

30. Niggli P. Die leichtfluchtigen Bestandteile im Magma. Leipzig, 1920.
31. Niggli P. Ore Deposits of Magmatic Origin, their Genesis and Naturel Classification. London, 1929.
32. Niggli P. Das Magma und seine Produkte. Akad. Verlagsgesellschaft. Leipzig, 1937.
33. Обручев В. А. Образование гор и рудных месторождений.— Л., Изд-во АН СССР, 1932.
34. Обручев В. А. Рудные месторождения. М., Госнефтеиздат, 1934.
35. Шахов Ф. Н. К теории контактовых месторождений.— «Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. филиала АН СССР», 1947, вып. 1.
36. Шахов Ф. Н. Текстуры руд. М., Изд-во АН СССР, 1961.
37. Шахов Ф. Н. Геология жильных месторождений. М., «Наука», 1964.
38. Шахов Ф. Н. Магма и руды.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 10.
39. Смирнов С. С. К минерации Средне-Сибирской платформы.— «Пробл. сов. геол.», 1933, № 10.
40. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.
41. Усов М. А. Краткий курс рудных месторождений. Томск, 1933.
42. Усов М. А. Источники метасоматических изменений нижнесилурийской толщи Западно-Сибирского края.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1936, № 2—3.
43. Усов М. А. Железорудные месторождения Западно-Сибирского края.— «Тр. конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия», 1937, с. 161—179.
44. Weed W. H. Ore Deposits near Igneous Contacts.— «Trans. Amer. Inst. Min. Engrs.», 1903, v. XXXIII.
45. White Ch. H. A Theory for the Concentration and Distribution of the Copper in the Earth's Crust.— «Econ. Geol.», 1941, v. 1.

ГЕОЛОГИЯ КОНТАКТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ*

ВВЕДЕНИЕ

Тема настоящей работы первоначально была мною изложена в 1940 г. в виде доклада** на научно-технической конференции, посвященной 40-летию учебно-научной деятельности Томского индустриального института им. С. М. Кирова. Главные положения этого доклада—это выводы из многолетних исследований как лично моих, так и сотрудников моей кафедры по изучению контактовых месторождений Западной Сибири. Все возрастающее значение месторождений этого типа в промышленности Западной Сибири побудило меня вернуться к этой теме и изложить ее в несколько расширенной программе, в частности подойти к вопросам структур рудных полей и поисковых критериев.

Три основные причины заставляют нас концентрировать внимание геологов на теории контактовых месторождений этой генетической группы, которая является необычайно трудной для разведки на запасы.

1. Крупный специалист в области экономической геологии американец Мак Лафлин [97] считал медные месторождения контактовой группы не поддающимися оценке нормальными разведочными работами в пределах разумных расходов. Он указывал, что реальная подготовка запасов в таких месторождениях возможна на данных геологических исследований. У нас в СССР вообще, а в Западной Сибири в частности, в промышленности вовлекается все больше и больше контактовых месторождений, особенно магнетитовых, вольфрамовых и молибденовых руд, и эксплуатация их требует самого тщательного геологического контроля и изучения. Поэтому на фоне современных теоретических представлений о процессе рудообразования нам казалось в высшей степени необходимым разработать вопросы, касающиеся морфологии руд и рудных тел, структур рудных полей и поисковых критериев и признаков.

2. Контактные месторождения издавна рассматривались как образования, генетически связанные с магматическим телом. Эти связи, нам казалось, необходимо было проанализировать с целью установления места скарнообразования в процессе контактового метаморфизма, а также определения возможных источников летучих, создающих руды контактовых месторождений. При изучении этих вопросов мы пришли к выводу о необходимости ограничить процессом образования горнфельзов широкое представление о содержании контактового метаморфизма. Выделяя процесс скарнообразования как особый процесс во времени и пространстве, может быть следовало бы ему дать особое название. Но мы этого не сделали,

* К теории контактовых месторождений.—Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. филиала АН СССР», 1947, вып. 1.

** Опубликованы только тезисы доклада [62, с. 57].

и в работе часто метасоматоз* противопоставляется перекристаллизации**, как скарн противопоставляется горнфельзам. Это противопоставление, надо сказать, основано не только на разном способе возникновения минерального вещества. Скарн нужно противопоставлять горнфельзам не только потому, что он возникает в процессе замещения, а горнфельзы — перекристаллизации, но и потому, что нужно видеть и оценивать как создающую сторону летучих (развитие скарнов), так и изменение ими горных пород. Метаморфические явления в процессе скарнообразования менее принципиальны, чем отложение вещества (привнос его на данный участок), тогда как в процессе развития горнфельзов перекристаллизация играет главную роль. Состав скарна существенно отображает состав летучих, а состав горнфельзов — измененную породу. Поэтому скарны нельзя, как и кварцевые жилы, считать породами метаморфическими.

3. Для нас казалось в высшей степени важным, что, установив генетическое лицо этой группы, мы смогли обнаружить генетические связи ее с обыкновенными месторождениями эндогенной группы, которые В. Линдгрэн считал генетически связанными с горячими растворами «неизвестного происхождения». Мы пришли к выводу, что контактовые месторождения связываются со всеми другими эманационными месторождениями, в широком смысле этого слова, через вторичные кварциты, серпоколчеданные и другие метасоматические образования. Этот подход довольно своеобразно освещает недостаточно установленное генетическое лицо этих групп. Наконец, мы думаем, что настоящая работа с имеющимся фактическим материалом и его интерпретацией может быть использована для подхода к решению столь сложного вопроса, как вопрос о рождении магмы.

В мировой литературе уже давно известны работы, в которых авторы склонны связывать образование некоторых изверженных пород, особенно гранитов, с процессами метаморфизма и, в частности, с деятельностью летучих. Еще Фукэ и Мишель Леви [79a] считали необходимым подчеркнуть, что «происхождение гранитов является одной из наиболее глубоких проблем, занимающих геологов; она возбуждает наиболее живые дискуссии между ними». Они предполагали, что более богатые кремнекислотой, чем базальты, породы не могут быть получены без участия воды и других минерализаторов. К этим идеям часто возвращаются современные геологи. Так, совсем недавно Хольмс и Рид приписывали метасоматозу действие, способное создавать изверженные породы***. С этих позиций магму заменить метасоматозом и таким образом вопрос о ее возникновении может сниматься. Мы придаем большую роль летучим в процессе возникновения автохтонных интрузивов. Допускаем, что в условиях повышенных температур летучие могут вызвать настолько мощный переход вещества породы в жидкую фазу, что возникнет силикатовый расплав, который может сам быть коллектором и источником дополнительных инъекций. Но именно явлениями метасоматоза и, в частности, процессом скарнообразования мы не могли заменить процесс возникновения горных пород из магмы. Процесс скарнообразования мы склонны рассматривать как особый процесс, отличный и от явлений образования изверженных пород и от явлений развития роговиков, где, по мнению Харкера [57a], перекристаллизация вещества также связана с возникновением (при содействии летучих) растворяющей среды, приближающейся по состоянию к жидкости. Но в случае образования горнфельзов свободная циркуляция этой жидкости исключается и миграция или обмен материала внутри породы, под-

* См. метасоматоз (с. 122); перекристаллизация (с. 124); прогрессивный и регрессивный метаморфизм (с. 126).

** См. магма (с. 118); гидротермальное образование гранитов (с. 113); гранит (с. 114); гранитизация (с. 116).

*** См. «Econ. Geol.», 1944, № 2 и 6; см. также заметку Густавсона («Econ. Geol.», 1946, № 2), оспаривающего правильность полевых наблюдений Хольмса.

вергающейся метаморфизму, ограничивается очень узкими пределами. В процессе скарнообразования роль летучих становится совсем иной; перекристаллизацию сменяет метасоматоз, движение жидкой фазы, несомненно, возрастает и, таким образом, метасоматоз по своим чертам может рассматриваться как особое явление в вулканическом процессе. По степени и форме участия летучих он стоит близко к процессам образования горнфельзов и кислых магм. Все три процесса, несомненно, связаны друг с другом как пространственно, так и генетически. Поэтому изучение продуктов одного процесса помогает понять другой. Можно думать, что в разных условиях эти три составляющие вулканизма явления по-разному сочетаются друг с другом во времени и пространстве. Если допускать, как это делает Харкер, возникновение обычного типа контактового (он называет его «термальным») метаморфизма без участия каких бы то ни было вторжений магмы (и только при прохождении через породы горячих газов), то возникновение магмы естественно рассматривать как явление, выражающее особо интенсивную деятельность летучих. Таким образом, в понятии «тектогенез» явления стресса и движение летучих нужно считать ведущими факторами, и возникновение магмы можно рассматривать как частный, но очень распространенный случай. Именно только поэтому, изучая вопрос о месте скарнообразования в вулканическом процессе, мы ограничили свои рассуждения этим случаем. Интересно отметить, что даже с этих позиций мы должны были прийти к заключению о наличии источников летучих на больших глубинах, вне интрузивного магматического тела.

Настоящая работа была написана в основном в 1942 г., но опубликование ее задержалось до 1947 г., почему я счел нужным написать настоящее предисловие. Как во всяком теоретическом исследовании, в этой работе могут быть ошибки, я пытался их избежать. Рукопись просматривали мои товарищи. Ряд дельных замечаний были получены от проф., д-ра А. Я. Булыникова, проф., д-ра Ю. А. Кузнецова, проф., д-ра И. А. Молчанова, доц. А. И. Александра. Меня очень ободрил благоприятный отзыв о моих главных выводах, сделанный акад. В. А. Обручевым в работе «Образование гор и рудных месторождений» (изд. 2-е, М., 1942). Кроме того, я пользовался советами д-ра А. А. Воробьева и работами доц. Г. Л. Пospelова [36]. Всем этим лицам я приношу искреннюю благодарность.

К ИСТОРИИ ВОПРОСА

Термины «контактовая жила», «контактовые месторождения» довольно часто встречаются в специальной геологической литературе первой половины и середины XIX в. В период наиболее острой борьбы нептунистов с вулканистами группами этих месторождений особенно охотно занимались ученые, желавшие показать генетическую связь рудных жил с изверженными породами. Однако следует указать, что содержание этого термина в те времена совершенно не отвечало современным представлениям о контактовых месторождениях. Так, Фурнэ, выдвинувший впоследствии идею магматического происхождения рудных месторождений, рассматривал в этой группе свинцово-цинковые руды баритовых и карбонатных жил в Западной Франции и горы Уазон, которые залегают на границе осадочных слоистых руд пород и тела гранитной интрузии [24, с. 8]. А. Бюра, руководитель Фурнэ, в последующих работах [73, 74], выделяя группу контактовых месторождений, относил к ним неправильной формы сульфидные залежи месторождений Раммельсберга, Альтенберга и Тосканы [74, с. 340]. Изучая свинцово-серебряные руды месторождений Алтая, он пришел к заключению, что их следует отнести к контактовым, так как они залегают на границе метаморфических пород и порфиоров, проникаю-

щих в эти породы [74, с. 385]. А. Бюра связывал происхождение месторождений этой группы с процессом метаморфизма, противопоставляя «жилы и рудные скопления контакта» жильным месторождениям Фрейберга и Клаусталля, особо подчеркивая неправильную форму их рудных тел, а также состав и текстуру руд месторождений, из которых значительную часть причисляют ныне к типичным метасоматическим образованиям. Несколько позднее Котта отличал контактовые жилы от контактовых штоков [76, с. 16 и 185]. К первым он относил залежи бурых железняков и сульфидных руд Гарца и Рудных гор, располагающихся на границах гранитов, порфиров и осадочных пород; контактовыми жилами он называл и гематитовые руды Эльбы. В качестве контактовых штоков в его руководстве описываются магнитные железняки Христиании, а впоследствии он отнес к контактовым месторождениям рудные месторождения Баната, Богославска, Шварценберга и Рио-Тинто [6, с. 348; 77]. Таким образом, в эти времена группа контактовых месторождений выделялась в основном на одном формальном структурном критерии — залегании рудного тела на границе изверженной и осадочной породы, что само по себе казалось значительным аргументом в пользу генетической связи руд с изверженными породами. Совершенно понятно поэтому, что в эту группу попадали по своему содержанию различные образования, объединяемые одним термином — «контактовые месторождения».

Во второй половине XIX в., когда уже оформились представления о метаморфизме магмой осадочных пород, несколько меняется представление о генезисе месторождений этой группы и ее содержании. В руководстве Гроддека [85, с. 28, 334—336] еще обнаруживаем две группы месторождений, к которым применен термин «контактовые» — контактовые жилы и контактовые месторождения. К первой группе все еще по соображениям главным образом структурного порядка отнесены свинцовые руды Шварцвальда и красные железняки Рудных гор. Но контактовые месторождения выделены уже в виде особого подтипа метаморфических месторождений, которые, естественно, в отличие от предыдущих, должны были называться контактово-метаморфическими; у ряда ученых этот термин сохранился до наших дней. Контактный метаморфизм, по представлению Гроддека, определялся как тепловым влиянием магматической породы, так и воздействием перегретой воды. Он полагал, что именно под действием перегретой воды образуются горнфельзы и мраморы, а также происходит «выполнение» последних силикатовыми минералами. Гроддек к группе метаморфических месторождений считал необходимым отнести всякую породу, которая «метасоматическими процессами превращена в руду». Неудивительно, что в группе в целом мы находим самые разнообразные месторождения вплоть до руд Корнуоллса, где «некоторое количество оловянного камня и кварца образуют псевдоморфозы по полевому шпату» [85, с. 335]. Но в группе собственно контактовых им выделены следующие типы: а) шпатовые железняки шахты Луизы Горгаузен, превращенные в магнетиты, и б) горнфельзы и силикаты в зернистом известняке, образовавшиеся в результате деятельности перегретой воды. К последней группе он относил классические месторождения скарнов Христиании. Таким образом, мы находим группу контактовых месторождений, близко отвечающих по своему содержанию современным представлениям, только у Гроддека, хотя и подчеркивавшего метасоматический характер скарнов, но сливавшего их образование, и вообще всякий метасоматоз, с процессом контактового метаморфизма.

В XX в. в высшей степени усложнились представления о метаморфизме, с одной стороны, и о роли летучих в магме — с другой. Если Гроддек не ставил даже вопроса о происхождении, вернее источнике, летучих, то в XX в. этот вопрос стал принципиальным, он обусловил самое различное место группе контактовых месторождений в систематиках и разное толкование их генезиса. В целях нашей работы необходимо

указать, что во всех многочисленных высказываниях и суждениях по этому поводу в той или иной мере отразились идеи, наиболее ярко сформулированные в работах Ван Хайза, с одной стороны, и Ниггли — с другой [98, с. 100, 115]. Различие этих концепций, по существу, обусловлено канонами тех же старых двух течений, создавших мощные школы непутистов и вулканистов.

Ван Хайз отводит главную роль в процессе концентрации рудного вещества летучим и особенно перегретой воде, которую он почти на 99% считает по генезису метеорной. Таким образом, по Ван Хайзу, магма является лишь возбудителем миграции летучих чуждого ей происхождения,* хотя изверженные породы, как и осадочные, могут являться отдаленным, но первичным источником металлов, отлагаемых этими водами. Естественно, поэтому, что не только явления метасоматоза в зонах контактово-метаморфизованных пород, но и скарны, а также большая часть сульфидных месторождений, относятся Ван Хайзом к группе метаморфических образований. Он полагал, что рудные концентрации создаются в результате сложных процессов, неоднократно налагающихся метаморфизмов на протяжении многих геологических эпох. По Ван Хайзу, скарны и руды— метаморфические породы, а сам процесс метасоматоза, как и Гроддек, он считал метаморфизмом.

Ниггли рассматривает летучие как непрременную составную часть развивающейся магмы. У Ниггли летучие концентрируются в процессе остывания интрузивных тел, и деятельность их составляет особый этап вулканического процесса. Породы и руды, ими созданные, являются магматическими образованиями. Следует, однако, отметить, что, называя принципиально магматическими все руды, созданные вулканическим процессом [99], скарны Ниггли оставляет в группе метаморфических пород, признавая как их метасоматическую природу, так и магматическое происхождение привнесенного вещества ** [86].

Сравнивая взгляды Ван Хайза и Ниггли на природу рудообразующих растворов, можно констатировать, что, несмотря на глубокое различие исходных позиций, в конечном счете продукцию деятельности горячих растворов тот и другой поместили в группу метасоматических образований. Различие их взглядов ясно выражается лишь в том случае, когда концентрация рудного вещества достигает понятия руды. В этом случае Ниггли назовет месторождение магматическим образованием, так как источником летучих и металлов считал магму, а Ван Хайз метаморфическим, так как привнесенный растворами в породу материал, по его мнению, существенно заимствован ими из окружающих пород, а сами растворы — вадозового происхождения. Таким образом, глубоко различный принципиальный подход к сути явлений остался слабо обоснованным и отраженным в применяемой терминологии. Особенно неясна характеристика контактового метаморфизма в той части, где резко проявляется деятельность летучих. Так, например, до сих пор замещение (по нашему разложению) авгита хлоритом, полевого шпата серицитом или каолином В. Линдгрэн [94,

* Армап Готье [82] говорил немного позже издания трактата Ван Хайза о происхождении летучих (H, CO₂ и воды) в процессе нагревания горных пород магмой.

** Можно предполагать, что такая непоследовательность является одним из следствий длительной изоляции петрографии, как науки, от вопросов учения месторождений полезных ископаемых и особенно от вопросов генезиса терм и их деятельности. Быть может, поэтому не всякий геолог твердо скажет, к какой группе пород отнести жильный кварц, но, к сожалению, уверенно назовет скарн метаморфической породой. С точки зрения современных представлений следовало бы метасоматические породы, как и руды, не связывать с метаморфизмом, а считать их вулканическими образованиями в широком смысле этого слова. За метаморфизмом в таком понимании (при деятельности терм) полезно было бы оставлять лишь те изменения в природе вещества, виновниками которых являются метасоматические минералы (разложение темноцветных компонентов с образованием хлорита, плагиоклазов с развитием соссюрита, полевых шпатов с возникновением серицита и пр.).

с. 92] считает однозначным явлением с замещением известняка галенитом потому, что изменение и разложение он считает синонимами и не отличает метасоматических минералов от продуктов разложения.

Итак, над учеными XX в. явно и не явно довели две доктрины, и влияние их на взгляды геологов отразилось в создании множества компромиссных, часто эклектических представлений о генезисе контактовых месторождений. Не имея возможности дать полную характеристику накопившейся литературе, мы позволим себе лишь изложить взгляды и позиции наиболее крупных и авторитетных ученых.

В 1902 г. В. Линдгрэн [92, с. 241] указал, что специфической чертой контактовых месторождений, отличающей их от месторождений динамолити регионально-метаморфических, к которым он причислял метаморфизованные древние осадки типа железистых кварцитов, является наличие скарновых минералов и их исключительно метасоматический характер. Вместе с тем в статье Фогта, помещенной в той же книжке журнала [116, с. 140, 141], в группе контактовых месторождений мы обнаруживаем серноколчеданные залежи Рио-Тинто, отнесенные сюда лишь потому, что они располагаются в контакте изверженной и сильно метаморфизованной пород. Представление о контактово-метаморфических месторождениях, как продуктах метаморфизма в широком смысле этого слова, сохранилось у этого ученого почти до наших дней. В сводной работе по рудным месторождениям [71, с. 180], рассматривая контактовые месторождения как следствие контактового метаморфизма с привнесом вещества, Фогт и его соавторы приравнивают в генезисе к скарновым минералам андалузит и хиастолит, пока считающиеся типичными минералами горнфельзов. Совершенно естественно, что месторождения они представляют метаморфическими, возникающими в то же время и при тех же условиях, что и горнфельзы, т. е. одновременно с процессом перекристаллизации.

Примерно в это же время Уйд [118, с. 716] подчеркнул, что понятие о контактово-метаморфическом месторождении требует, чтобы его образование было связано с одним из явлений контактового метаморфизма. Поэтому, с одной стороны, он к таким явлениям отнес деятельность эманаций, выделяющихся в контакты в момент остывания интрузивного тела, а с другой — считал необходимым отметить, что вблизи контакта могут образовываться самые различные по генезису месторождения. К этому, по его мнению, располагают следующие особенности контакта: 1) дифференциация магмы приводит к концентрации металлических соединений в контактах основных магм; 2) на краях интрузива пневматолитические процессы более ярко развиваются; 3) «сила интрузии» приводит к раздроблению на контактах вмещающих пород и тем способствует циркуляции растворов; 4) сжатие интрузивного тела и самой метаморфической зоны в процессе охлаждения приводит к образованию трещин; 5) в метаморфизованных породах в процессе их изменения возникает пористость, подобно пористости кирпича *, образующегося из глины. Понятно поэтому, что контактовые месторождения, который Уйд называет контактово-метаморфическими, он отнес к группе «изверженно-эманационных месторождений» и образование их связал с деятельностью высоко нагретых паров и газов при температуре выше критической и давления более 200 атмосфер. Еще более резко, чем Линдгрэн, Уйд подчеркнул, как специфическую и непрременную особенность месторождений этой группы, — развитие скарновых минералов. Но, к сожалению, подчеркивая метасоматическую природу скарнов и отложение их вещества эманациями, он, как и Гроддек, отождествлял этот процесс с контактовым метаморфизмом и ограничивал появление скарнов случаем метаморфизма нечистых известняков [118, с. 723].

* Уйд отмечает, таким образом, возникновение особой проницаемости для летучих у нагретых и перекристаллизованных пород.

В Европе Штельцнер и Берже контактовые месторождения изображали уже как существенно эпигенетические метасоматические образования [114]. В то же время в печати появилось значительное количество работ, ревизирующих понятие «контактово-метаморфические месторождения», введенное Гроддеком. Одной из таких работ является статья Шоппе [107], в которой автор предлагает различать в группе контактовых два типа месторождений: метаморфизованные, ранее осадочные, и метасоматические, возникшие вновь. Последние он предлагает называть контактово-метасоматическими [107, с. 337].

Этот взгляд по существу разделялся современниками Шоппе. Так, К. Н. Богданович [8, с. 217] предлагал исключить из группы контактовых месторождений как те, которые образовались ранее, но были лишь метаморфизованы, так и более поздние, по его мнению, метасоматические месторождения типа Рио-Тинто и Ледвила. Но он возражает против предложенного Шоппе термина «контактово-метасоматический». Именно поэтому, что контактовые месторождения, по его мнению, возникают в процессе контактового метаморфизма, и «концентрация руд более поздняя, чем контактовый метаморфизм, не должна быть относима к рассматриваемой группе». Мы думаем, что если бы в составе руд Рио-Тинто вместо кварца возникали скарновые минералы, К. Н. Богданович согласился бы их оставить в группе контактовых месторождений. Таким образом, критерии, разделяющие метасоматические месторождения от сульфидных скарновых руд, были недостаточно ясны и формальны. Впрочем, следует отметить, что и сам Шоппе был не безупречен в своих исходных позициях, так как считал метаморфизованными такие месторождения, как Питкаранта, Шварценберг и др. По существу говоря, Богданович придерживался взглядов Круша [90, с. 168], который контактовый метасоматоз по времени совмещал с контактовым метаморфизмом и считал его нераздельной частью последнего. Примерно эту же позицию занимали затем Эммонс [65, с. 20, 43], Хесс и Ларсен [57, с. 4] и Г. Берг [6, с. 70]. Последний, хотя и отмечал сложность минерализации, приводящей к образованию контактовых месторождений [70], и даже разделял скарны и сульфиды в отдельные стадии «пневматолитового метаморфизма», в понимании Ниггли [86, с. 272], но не считал возможным принципиально разделять во времени явления перекристаллизации — образование горнфельзов от метасоматоза. При этом следовало бы отметить, что у Ниггли, указывающего, что интрузирующая магма может выделять летучие при очень высокой температуре, мы находим указание на то, что главная фаза отщепления летучих наступает после того, как большая часть труднолетучих составных частей выкристаллизовалась и сформировались остаточные расплавы [86, с. 282].

Таким образом, хотя к нашим дням и появились данные о разделении во времени процессов метасоматоза и перекристаллизации пород, а также утвердилось мнение о генетической связи контактовых месторождений со скарнообразованием, вопрос этот не был поднят до принципиальной высоты. Если раньше главным критерием для диагностики контактовых месторождений считался контакт, как структурный фактор, то в последние годы контакт стал рассматриваться как арена метаморфических процессов, а скарнообразование — как неперемнная составляющая часть этого процесса. В 30-х годах геологам были известны многие факты, противоречащие такой концепции, но следует отметить, что они не поколебали их позиций. Так, например, В. Линдгрэн в последнем издании известного руководства «Минеральные отложения» приводит следующие, четко сформулированные данные: 1) месторождения данной группы созданы высокотемпературными эманациями, выделяющимися из интрузива, и поэтому он предлагает их называть пирометасоматическими [94, с. 696]; 2) оруденение иногда обнаруживается на значительном расстоянии от активного контакта и контролируется структурами вмещающих пород [94, с. 700]; 3) типичные контак-

товые минералы — андалузит, силлиманит и ставролит — обыкновенно не связаны с рудными месторождениями [94, с. 701]; 4) интрузивная порода сама скарнируется или подвергается изменению эманационными растворами [94, с. 703]; 5) приводит мнение Спэрра и Барреля, отделяющих метасоматоз во времени от метаморфизма, и все же приходит к выводу, что метасоматические породы нельзя отделять от «чистого метаморфизма» [94, с. 704].

Более определенно подчеркнута сложность минералообразования в зонах контактового метаморфизма акад. В. А. Обручевым [32, с. 111—112; 33, с. 88—93]. Он выделяет три стадии минералообразования. В первую образуются горнфельзы и скарны и возникают собственно метаморфические месторождения; во вторую — контактовые месторождения. Таким образом, в принципе, В. А. Обручев контактовые месторождения отделяет во времени от стадии контактового метаморфизма. Особенно четко разделение во времени горнфельзов и скарнов проведено в его последних работах [32]. Контактные месторождения он отнес в группу эманационных, и он отказался от термина «контактово-метаморфические» месторождения, но исключительно лишь с целью показать, что эти образования возникают в процессе метаморфизма, а не метаморфизируются, будучи ранее образованными.

По мотивам иного порядка против термина «контактово-метаморфические» месторождения протестовал акад. М. А. Усов, указавший, что «под «контактовым метаморфизмом» теперь принято понимать простую перекристаллизацию». Он отметил, что в образовании крупных рудных масс месторождений этой группы «принимают участие те громадные количества эманаций, которые долго идут из недр кристаллизующейся магмы, тогда как эманации, выделенные периферической частью массива, дают обычный, вообще пустой контактовый ореол вокруг интрузива» [48, с. 73]. М. А. Усов разделяя во времени процесс скарнообразования от процесса развития горнфельзов — перекристаллизации — и даже настолько, что считал возможным рассматривать Тельбесские магнетиты как «своеобразные метасоматические образования», умаляя роль контакта [50а, с. 73]. Большой его заслугой следует также считать указание на сложность минерализации контактовых месторождений, где деятельность эманаций начинается с очень высоких температур, необычных для всех остальных месторождений, и кончается минералообразованием при очень низких температурах. По М. А. Усову, месторождения этой группы преимущественно образуются в условиях небольших глубин и сложной гаммы температурных изменений.

Изложенный материал с очевидностью показывает, что содержание термина «контактовое месторождение», а также представления о генезисе этих образований на протяжении последних ста лет в значительной степени менялись, но эти изменения во взглядах не всегда были общепризнаны. В современной литературе также нет единого представления о генезисе и даже содержании этой группы образований. До сих пор не решены полностью следующие положения: а) роль контакта в генезисе и систематике контактовых месторождений; б) о месте контактового метаморфизма и скарнирования в процессе развития интрузивной породы; в) источники металла и место рудообразования в процессе скарнирования. Естественно, что неопределенным остается место этих рудных и в систематике рудных месторождений.

В нашей работе к группе контактовых месторождений мы отнесем лишь месторождения рудоносных скарнов, где рудой является сама скарновая порода. Нам кажется, такой подход в настоящий момент следует считать наиболее правильным не только по существу процесса образования месторождений, а также потому, что большинство геологов именно так и пошмамет содержание месторождений этой группы. В связи с этим нам придется, к сожалению, исключить из рассмотрения группу рудоносных кордиерито-аптофиллитовых пород, которые часто рассматриваются

как скарны и генетически слабо изучены. Эти образования характерны для глубоко метаморфизованных комплексов горных пород [94, с. 743]; они, главным образом, встречаются среди докембрийских формаций. Нужно согласиться с Бергом [69, с. 114], что в такой обстановке часто очень затруднительно решить вопрос — являются ли руды сингенетическими первичными осадками или магматическими породами, или, наконец, их следует рассматривать как эпигенетические образования, возникшие в процессе метаморфизма. Впрочем, не лишен вероятности вариант Осборна [101, с. 713—725], который, рассматривая зоны минерализации Монтана в Канаде, пришел к заключению, что кордиерито-антофиллитовые породы генетически подобны диопсидо-тремолитовым скарнам и возникают из богатых кремнеземом и глиноземом парагенезисов под влиянием высоконагретых растворов. Образование кордиерита, по мнению Осборна, сопровождалось развитием анортита. Необходимо все же при этом отметить, что конечный вывод Осборна о гидротермально-метасоматическом происхождении антофиллито-кордиеритовых пород не увязан им с приведенными данными о «дайках амфиболитов», секущих поперек зоны этих образований [101, с. 716]. Невольно возникает предположение о том, что процессы, превратившие породы даек в амфиболиты, должны были бы привести к современному виду и антофиллито-кордиеритовые породы, которые могли до этого иметь иной минералогический состав. Если бы «дайки амфиболитов» генетически оказались бы связанными с концентрацией минерального вещества, то описанные Осборном месторождения было бы легче рассматривать, как древние метаморфизованные контактовые образования.

СКАРНЫ

1. Состав скарнов

Скарны по своему составу являются необычайно пестрыми породами. Мы в настоящей работе не сможем привести точный список минералов, которые следует считать скарновыми, но попытаемся разобрать материал, позволяющий решить принципиальные вопросы, близко связанные с представлением о скарнах, как породах специфического состава.

В типичном проявлении скарны рассматривались как продукт метасоматического изменения известняков. Только значительный эмпирический материал, полученный геологами различных стран, показал, что эти породы также охотно развиваются и за счет самых разнообразных по составу труднорастворимых образований. Особенно прекрасным примером могут служить месторождения магнетитов Горной Шории, где при большом их числе необычайно часты случаи развития скарнов за счет порфиритов и даже самых активных интрузивных пород [47]. Нужно сказать, что по своему составу скарны в основном являются пироксено-гранатовыми породами, к которым в тех или иных количествах присоединяется большое число различных метасоматических минералов. Несмотря на необычайную пестроту минералогического состава, в противоположность горнфельзам, скарны гораздо слабее меняют свои черты в зависимости от состава замещающей породы. Если глинистый сланец при контактовом метаморфизме переходит в биотитовый или кордиеритовый роговик, а известняк — в мрамор, то в процессе скарнирования той и другой породы возникают очень близкие по минералогическому составу образования, отличительные специфические черты которых обуславливаются чаще только второстепенными минералами, либо даже примесями*.

* Описывая состав и строение Ангаро-Илимских месторождений, С.С. Смирнов [38, с. 101] считал необходимым указать, что «вне зависимости от исходного продукта» породы в «боках жилы» переходят «в существенно гроссуляриновые породы».

Нужно ли при этом подчеркивать, что приведенный материал обязывает нас считать скарном минеральный комплекс особого происхождения, отличный от горнфельзов. Таким образом, мы приходим к выводу, что в определении генезиса и состава скарнов ведущую роль играет материал, привносимый эманациями. Влияние же замещаемой породы отражается лишь на приобретении скарнами специфических черт, выражающихся, например, в развитии особых часто акцессорных минералов. Следует, кстати, отметить, что в классической петрографии вопрос о степени редкости появления в составе скарнов тех или иных минералов обыкновенно не ставится. Так, например, Розенбуш [103, с. 618] перечисляет подряд такие минералы, как диопсид, тремолит, форстерит, титанит, не считая возможным выдержать свой принцип классификации: выделять главные, второстепенные и редко встречающиеся в скарнах минералы. Лишь в отдельных работах, обобщающих частный материал, можно встретить такого рода классификации. Подобная попытка была сделана Е. Ф. Зив для скарновых пород восточного склона Кузнецкого Алатау [118, с. 28]. Таблица, составленная ею, построена на принципе частоты встречаемости минералов в месторождениях скарнов исследуемого района. Поэтому ряд скарновых минералов таких, как везувиан, способных слагать самостоятельные везувиановые скарны, но образующие такие скарны только в рудном поле месторождения Юлия, помещен даже не во второстепенные, а в малораспространенные минералы. Интересно отметить, что из 92 зарегистрированных Е. Ф. Зив минералов главнейшими названы только 11. Если же принять во внимание, что в эту группу помещены такие нехарактерные для процесса скарнообразования минералы, как кварц, кальцит, а также продукт разложения — серпентин, то число минералов этой группы можно сократить до 8. Но, если подойти к такому разделению на строго принципиальной основе — способности быть главным минералом, — число это возрастет, правда, только за счет везувиана. По этому же принципу для района Зеравшано-Гиссарской области составлена схема Магакьяном [30, с. 76], но она построена, скорее, для скарновых руд, чем только для скарнов. Из этой схемы можно сделать вывод, что главными минералами для скарнов этого района являются гранат и пироксен.

Вообще, можно считать, что наиболее часто встречающимися в скарнах в качестве главных минералов являются гранаты, пироксены, магнетит, амфиболы, ильваит и минералы группы эпидота. К типичным скарновым минералам следует также отнести минералы группы скаполита, везувиана, часто упоминаемый волластонит, пренит и слюды; эти минералы в скарнах присутствуют в значительных количествах. Что же касается таких минералов, как гумиты, полевые шпаты, форстерит, геленит и многие другие, то их появление сравнительно редко или они наблюдаются в скромных количествах.

Охарактеризованный комплекс минералов имеет свои особенности. Прежде всего, следует отметить бедность алюминием минералов группы скарнов. Наиболее богатые алюминием минералы — гранаты — приближаются к типу гроссуляра: типичный глиноземистый гранат альмандин в скарнах, как правило, не встречается. Наиболее распространены гранаты, бедные глиноземом, а пироксены и амфиболы относятся к группам диопсида и лучистых амфиболов, где алюминий часто отсутствует. Эти данные приводили геологов к выводу, что при образовании скарнов алюминий выносится эманациями в небольшом количестве, преимущественно в самые ранние стадии скарнирования [26, с. 113]. Некоторым исключением следует считать развитие в скарнах эгирина [78, с. 302] и щелочных амфиболов, связанных своим происхождением, по-видимому, с выносом щелочей из богатых ими магм. Это характерно, например, для баркевикитовых скарнов месторождения Самсон в Минусинском районе. Для процесса скарнообразования, вероятно, все же наиболее характерным следует считать привнос в породы кремнезема и железа. Что же касается таких

элементов, как магний и кальций, часто обнаруживаемых в составе скарновых минералов, то привнос их вряд ли может достигать значительных размеров. Существуют мнения [108, с. 798], что замещаемые породы при этом процессе их теряют, а не приобретают.

Хотя приобретение скарнами специфических черт в минералогическом составе в связи с особенностями геологической обстановки слабо изучено, все же научная перспектива таких обобщений является очень обещающей. Так, например, можно думать, что такие возможные скарновые минералы, как спуррит и мервинит возникают в связи с деятельностью метасоматических растворов, генетически связанных с гипабиссальными интрузивами основных габброидных магм, образующих тела интрузивных долеритов и трапшов [19, с. 12]. В этом же отношении показательным минералом является так называемый ильваит или лиеврит [104, с. 371]. Этот минерал, развивающийся в значительных количествах, по-видимому, особенно характерен для ультрагипабиссальной фации и известен главным образом в юных по возрасту месторождениях преимущественно свинцово-цинковых руд типа Тетюхе или Тосканы; он чаще связан с контактами кислых, чем основных магм, с известняками. По всей вероятности, пристальное изучение специфических черт минеральных ассоциаций в этом разрезе даст много интересного материала, который, в частности, плодотворно можно было бы использовать для разработки критериев при поисках рудных залежей и оценке зон окислений сульфидных руд контактовых месторождений по составу скарновых минералов, сохраняющихся в шлихах и элювии*.

Пространственное распределение скарновых минералов в пределах полей, захваченных метасоматозом, является резко отличным от характера распределения минеральных комплексов горнфельзов. Если последние, как правило, составляют непрерывную оболочку, окружающую выход интрузивной породы, то, как мы увидим ниже, скарны проявляются локально и часто бывают приурочены лишь к отдельным, очень немногочисленным пунктам контактового ореола. Но самой замечательной чертой скарнов следует считать необычайную изменчивость этих пород в величине зерна и минералогическом составе в пределах одного поля. Как правило, на одном таком пункте можно собрать целую коллекцию различных скарнов, приближающихся к мономинеральным образованиям. Поэтому понятно выделение гранатовых, диопсидовых и прочих скарнов, часто имеющих место в описании контактовых месторождений. Не только в одном поле, обнажении, но даже в штуде и шлифе можно обнаружить структурную неоднородность этих пород. Здесь не наблюдается однородных и закономерных по рисунку гранобластических структур, характерных для горнфельзов. Минеральные компоненты в масштабах шлифа не образуют каких-либо закономерных узоров с точки зрения их пространственного расположения, и, кроме того, зерна одного и того же минерала в пределах шлифа могут необычно изменяться и по величине, составляя группы неопределенных очертаний**. В разрезе от нормальных скарнов отличны не только горнфельзы, но и антофиллито-кордиеритовые породы. Как увидим ниже, условия и время образования горнфельзов и скарнов резко

* Возможно, что наличие Mg в магнетитах Аигаро-Илимского района связано с обилием его в материнской магме, а присутствие Mn в скарнах Лангбана говорит об усвоении его термами из боковых пород. В магнетите скарнов очень редко формула вполне точно отвечает его химическому содержанию. Окисное и закисное железо часто замещается, обыкновенно эндокриптно, другими металлами. Можно предполагать, что состав и количество замещающих элементов специфичны для отдельных месторождений или их генетических групп. Все это можно с успехом использовать при поисках рудных выходов в закрытых районах по шлихам.

** Отличаясь этими структурными чертами от изверженных пород и горнфельзов, скарны по ним становятся очень близкими рудам, кварцитам и иным продуктам термальной деятельности.

отличны. Именно поэтому интересно замечание Линдгрена, что андалузит, силлиманит и ставролит обычно не наблюдаются в рудах контактовых месторождений [94, с. 701]. Мы думаем, что эти минералы, характерные для горнфельзов, не известны в скарнах лишь потому, что скарнирование во времени является самостоятельным процессом, который налагается на горнфельзы и уничтожает предыдущую минерализацию. Таким образом, минералы, типичные для горнфельзов, нельзя считать скарновыми. Месторождение нельзя, например, относить к контактовым лишь потому, что в составе его руды содержатся такие минералы, как гранат (альмандин), слюды, андалузит и эпидот. Этот комплекс скорее свидетельствует о метаморфизме * с образованием горнфельзов, чем о резко выраженной метасоматической породе — скарне.

Возникает вопрос о необходимости отличать скарны, как самостоятельное образование, от похожих на них диопсидовых и других горнфельзов, возникающих в процессе нормального контактового метаморфизма. Пространственное расположение пород, их текстуры и структуры должны явиться для этой цели надежными критериями. Наконец, установление исходного материала измененной породы может в значительной мере пролить свет на генезис диопсидовых горнфельзов. По-видимому, как представлял Гольдшмидт [24], эти породы образовались за счет нечистых известняков. Так, например, в контактах Майорского и Тигирекского гранитных массивов на Алтае, там, где гранит прогревает мергелистые свиты силура, развиваются диопсидовые горнфельзы, обладающие однородным составом, текстурой, гранобластической структурой; они пространственно точно отвечают расположению мергелистых пород.

В нормальном скарне единственным рудным минералом, несомненно являющимся в то же время скарновым, можно считать магнетит. Очень тесная ассоциация минералов — геденбергит, андрадит, магнетит — устанавливается многими исследователями в различных районах. А. Е. Ферсман указывает, что образованию магнетита должна располагать обстановка, содействующая развитию комплексного аниона, в состав которого должно входить железо [56]. Он предполагает, что ассимиляция магмой известняков с появлением в ней в большом количестве Ca^{+2} может являться как раз такой обстановкой. По-видимому, именно такие благоприятные условия должны возникать и в обстановке сильно прогретых пород, через которые движутся массы эманаций, так как эта минеральная ассоциация наиболее характерна для скарных пород. Что же касается сульфидов и сопровождающих их жильных пород минералов, то, как показали исследования железорудных месторождений Западной Сибири [2, 5, с. 27, 59], эти минералы на широких площадях развития скарных пород являются редкими и мало распространенными; они концентрируются в особых случаях, образуя местные скопления, и возникают, как правило, отделяясь от процесса скарнообразования деформационным перерывом. Поэтому эту группу минералов, отвечающую в своих чертах продуктам нормальных эманаций, мы рассмотрим в особой главе. Здесь же нам казалось бы уместным на основе изложенного предложить в составе скарна выделять следующие минеральные комплексы: собственно скарновые, жильные и рудные. К первой группе мы относим метасоматические силикаты, слагающие нормальные скарны и возникающие при высоких температурах, которые при привносе термами кремнекислоты исключают образование кварца. В этой обстановке, по Гольдшмидту [83, с. 574], в области высоких температур реакция идет в сторону образования силикатов, в частности, волластонита. В отличие от скарных следует выделять жильные минералы, которые характерны для нормальных эманационных, или, как их чаще называют, гидротермальных, месторождений. Эти минералы одинаково проявляются как внутри контактовой зоны, так и вне ее. Сюда следует

* Перекристаллизация существенно.

относить кварц, карбонаты, флюорит и прочие минералы, которые мы обнаруживаем в обычных жильных и метасоматических месторождениях (большая их часть появляется вместе с сульфидами). К рудным минералам, содержание которых, по существу, определяется соображениями экономического порядка, кроме упомянутого выше магнетита, относится вся гамма сульфидных и окисных металлических соединений, наблюдающихся в нормальных продуктах термальной деятельности. До сих пор в группе контактовых месторождений лишь не было обнаружено массового развития руд сурмяно-ртутной формации (по Эммонсу).

Наконец, в составе контактовых руд и скарнов мы вправе ожидать минеральные соединения, возникающие при наложении одной стадии на другую за счет разложения минералов более ранних стадий, неустойчивых в новой обстановке, или реликтовых минералов, уцелевших при метасоматозе. Так, например, к продуктам разложения, а не к скарновым и тем более жильным минералам, несомненно, следует отнести серицит в скарнах Темир-Тау, где он, по данным М. А. Усова [46, с. 59], развивается параллельно с диопсид-геденберgitом, замещая плагиоклаз. Последний минерал является нормальным компонентом адамеллита, подвергнувшегося метасоматозу, и его следует называть реликтовым минералом. Только при строгом соблюдении правил разделения минералов руд контактовых месторождений на указанные генетические группы можно правильно подойти к пониманию генезиса месторождения и избежать иногда досадных недоразумений. Так, например, в некоторых классических руководствах без всяких аргументов при характеристике контактовых месторождений однозначно с типичными скарновыми минералами приводятся минералы, характерные для горнфельзов. У Бека [68, с. 98], считавшего важнейшим отличием контактовых месторождений их состав, в числе скарновых минералов можно обнаружить андалузит и кордиерит. Поэтому Беку казалось очень затруднительным дать диагноз месторождениям этой группы среди кристаллических сланцев. Эммонс [65, с. 46] в одну группу соединил ставролит, везувиян и волластонит. В статье В. Линдгрена, посвященной дискуссии со Спэрром [41, с. 103], мы находим такое выражение: «Все исследователи соглашаются, что изменения глинистых сланцев в роговики и известняков в силикатовые породы вызываются изверженными эманациями, содержащими в первом случае больше воды, во втором — имеющими более разнообразный состав. Процессы начинаются при первом же соприкосновении и достигают апогея, когда интрузия отвердевает». Эта цитата очень наглядно показывает сведения В. Линдгреном явлений метаморфизма к деятельности эманаций. Скарны и горнфельзы у него возникают одновременно и даже тогда, когда интрузия уже остыла. Не отрицая, что образование как скарнов, так и горнфельзов происходит при значительном участии летучих и привносе ими вещества, входящего в состав возникающих минералов, мы считаем необходимым подчеркнуть, что образование этих пород неодновременно и происходит в совершенно различных условиях. Рассмотрим в этом разрезе последовательность минералообразования в нормальных скарнах*.

* Мы исключаем в данном случае и из рассмотрения возможные гибридные породы, которые, по Дэли (15, с. 528, 529), очень напоминают скарны по своему составу и переходят в них. Не отрицая в общем случае возможности возникновения в процессе ассимиляции минералов, похожих на скарновые или тождественных им, мы считаем необходимым указать на полную невозможность рассматривать авгитогранатовые породы как особые магматические образования. Этот взгляд был в свое время высказан Е. Федоровым [53], впоследствии признавшим его ошибочность. Материалы, которыми пользуется Дэли, не всегда являются убедительными, и, в частности, данные Осборна о переходе диопсидовой гибридной породы в скарны можно было бы истолковать как замещение материнской изверженной породы скарновыми минералами. В ряде случаев диопсид возможно рассматривать как синтетический минерал, но невозможно таким образом объяснить развитие диопсидовых скарнов, часто располагающихся в значительном удалении от интрузивной породы. По-видимому, пироксены, слагающие скар-

2. Последовательность минералообразования в скарнах

Вопрос о порядке образования минералов в скарнах получил в литературе широкое отражение, но, к сожалению, опубликованный материал не позволяет дать единой схемы. Это, по-видимому, объясняется не только природой самого процесса, но и различным подходом исследователей к решению этой задачи. Кроме того, следует также отметить, что критерии для определения порядка минералообразования в настоящий момент также не являются устойчивыми [4, 20] и это не могло не создать некоторых неувязок. Попытаемся рассмотреть этот вопрос в его основных принципиальных чертах.

Впервые с особой четкостью вопрос о порядке образования минералов в скарнах был поставлен Спэрром и решен им для месторождения Долорес [113], где эти породы образуются, в результате замещения, с одной стороны, известняков, а с другой, — самой активной породы — монцонита. Последовательность минералообразования в этом месторождении Спэрт укладывает в следующую схему [113, с. 466]:

- 1) светло-зеленоватый, почти белый, алюминий, содержащий пироксен;
- 2) светло-красноватый алюминий, содержащий гранат (гроссуляр) и везувиан;
- 3) волластонит;
- 4) черно-зеленоватый кальциево-железистый пироксен (геденбергит);
- 5) желто-бурый и черно-зеленый кальциево-железистый гранат (андрадит);
- 6) флюорит, кварц и сульфиды (и актинолитовая роговая обманка);
- 7) сульфиды (кварц и флюорит);
- 8) кальцит.

В этой схеме заслуживают внимания следующие положения. Наиболее ранние стадии образования скарнов знаменуются развитием алюминий-содержащих, бедных железом силикатов. Химические анализы глинозем-содержащего пироксена из скарнов, возникшего за счет известняков, и из скарнов, образовавшихся при замещении самого монцонита, позволили Спэрру установить метасоматическую природу этих минералов и привнос алюминия. Кварц и сульфиды развиваются в конце процесса и именно с ними связано развитие актинолитовой роговой обманки. Весь процесс идет с понижением температуры.

Более поздние исследования скарнов в сходной обстановке подтвердили развитие светлых пироксен-гранатовых пород в более ранние стадии замещения известняков. Образование светлого пироксена и везувиана в ранние стадии замещения известняков установил Шахов [58, с. 25] для случая контакта габбро-сиенитовой интрузии с известняками в Монголии. Он же указал, что именно с группой железистых силикатов связано во времени появление магнетита. Ю. А. Кузнецов подтвердил схему Спэрра для случая контакта известняков с гранодиоритами [26, с. 31]. Многочисленные примеры развития светлых скарнов приводят Хесс и Ларсен. Эти породы в описываемых ими контактах, преимущественно известняков с монцонитами, распространены более широко и встречаются на более значительном удалении от контакта, чем темные скарны, состоящие из железистых гранатов и пироксенов, тяготеющих ближе к интрузивной породе. Именно эти темные скарны в американской литературе и называются такритами. Связь во времени светлых и темных скарнов

ны и возникающие в порядке синтетики, должны отличаться друг от друга. К сожалению, насколько нам известно, подобные исследования не ставились. На основании изучения специфических черт гибридных пород ассимиляционные шлиры можно скорее рассматривать как источники летучих, принимающих участие в образовании скарнов, чем говорить о них, как о месте развития скарновых минералов.

Хесс [57, с. 15] считает не совсем ясной *. Исследования, проведенные Х. М. Абдуллаевым на Лянгарском месторождении, где процессы образования силикатов также поражают известняки в контактовых зонах адамеллитовой интрузии, позволили ему выделить [1, с. 79] «три генетических типа скарнов»: 1) известково-силикатовые роговики, 2) тактиты и 3) скарны. Породы по отношению к интрузиву располагаются в порядке перечисления. Образование известково-силикатовых роговиков связывается во времени с перекристаллизацией известняков и привносом кремнезема. Тактиты называются рудоносные скарны, состоящие из темных силикатов, а скарнами — адамеллиты, замещенные темными силикатами. Тактиты и скарны образуются позже роговиков и почти одновременно. Таким образом, на Лянгарском месторождении развитие светлых скарнов ** также отвечает наиболее ранним стадиям процесса и, что особенно желательно подчеркнуть, распространяется на более обширные площади, чем развитие железистых скарнов — тактитов.

По-видимому, стадию образования светлых скарнов можно считать довольно распространенным явлением, особенно в контактах интрузивных пород с известняками. Так, довольно широкие зоны таких пород нами наблюдались на месторождении Юлия (Хакасия) и в Белорецком (Алтай) вольфрамоместорождении. Но при этом следует все же отметить, что нельзя считать правильной (без особых исследований) тенденцию называть пироксено-гранатовые породы светлой окраски известково-силикатовыми роговиками. Этот термин лучше бы сохранить за подобного же состава породами, которые Гольдшмидт [84, с. 228] считал существенно возникающими без привноса при перекристаллизации пород 9-го и 10-го классов (нечистых известняков). Мы не считаем обязательным полное отсутствие привноса в процессе образования известково-силикатовых роговиков, как и всяких других роговиков. Но полагаем, что этот процесс мог развиваться раньше, чем остыла интрузия. Породы должны иметь, как ранее указывалось, общие морфологические черты с горнфельзами, в частности горнфельзовую структуру и близкий к первичной породе валовый химический состав. Нужно думать, что стадия развития светлых скарнов, как исключительно метасоматических пород, несомненно, имеет место. Она, судя по фактическому материалу, часто бывает очень резко выражена и занимает более широкие площади, чем последующие тактиты. Процесс движения эманаций в этом случае сужается в сторону контакта, и скарнированию подвергается нередко сама интрузивная порода. Можно было бы сделать вывод, что скарны, образовавшиеся за счет самой изверженной породы, чаще могут содержать минералы низкотемпературных стадий, так как именно здесь происходит движение эманаций затухающего процесса.

Далеко не везде и не всегда в полях контактовых месторождений встречаются светлые скарны. Так, например, контактовые месторождения медных руд на Урале, по данным А. Н. Заварицкого, характеризуются существенным развитием андрадитовых и геденбергитовых скарнов. Именно эти породы вместе с магнетитом «отвечают первым стадиям контактово-метасоматического процесса» [16, с. 161]. Однако, по-видимому, нельзя считать совершенно выпавшей в этих месторождениях стадию светлых силикатов. Так, по данным Е. Федорова [52, 53], а также из описаний А. Н. Заварицкого, видно, что в составе скарнов нередко обнаруживается диопсид, который, возможно, является более ранним, чем геденбергит и андрадит, минералом, но не развивается в количестве, допускающем

* В последующих работах Ф. Хесс [56а, с. 32], по-видимому, склоняется к мысли о более высокой температуре образования тактитов, чем светлых скарнов, так как они содержат главную массу шеелита и ближе расположены к интрузивной породе. Как мы увидим ниже, эти соображения не могут быть решающими.

** Метасоматическая природа «известково-силикатовых роговиков», по Х. М. Абдуллаеву, устанавливается привносом кремнезема.

образования целых полей. Примерно такую же картину рисует Е. Ф. Зив для скарнов восточного склона Кузнецкого Алатау, хотя, как я уже отмечал выше, в некоторых рудных полях месторождений этого района светлые скарны развиты довольно хорошо. Может быть при чтении этой работы такое впечатление возникает потому, что в схеме порядка выделения, составленной Е. Ф. Зив, пироксены и гранаты объединены без разделения их на видовые различия. Но все же можно сделать вывод, что пироксен, волластонит и зеленый гранат в скарнах Хакасии являются наиболее ранними минералами, предшествующими появлению черных гранатов и магнетита [18, с. 64]. Таким образом, хотя Уральские месторождения медных руд и скарны Хакасии существенно залегают в известняках, т. е. в условиях, похожих для месторождений типа Долорес, но здесь в значительной мере ослаблена или иногда почти выпадает первая стадия образования высокотемпературных силикатов. Если мы рассмотрим контактовые железорудные месторождения Горной Шории, Западного и Восточного Саянов, то там эта стадия почти не представлена.

По исследованиям проф. М. А. Усова [47, с. 19], на месторождении Темир-Тау имеем следующий порядок геологических событий в пределах процесса скарнирования: 1) образование «полевошпато-пироксенового роговика» [47, с. 20]; 2) образование серицито-пироксенового скарна; 3) магнетита; 4) красно-бурого граната (андрадит); 5) слюды мероксенового типа; 6) сульфидов. В Темир-Тау скарнированию подвергся адамеллит и полевой шпат первой стадии (альбит), а также серицит, следующий за ним. Их мы рассматриваем как продукты разложения. Если учесть это обстоятельство, то становится ясно, что в этом месторождении стадия светлых силикатов отсутствует и имеет место развитие своеобразных тактитов.

Здесь в последние стадии процесса скарнирования появляется мероксеновая слюда, по-видимому близкая по своему положению актинолитовой роговой обманке в схеме Спэрра.

Совершенно иную картину дает этот исследователь для Тельбесского месторождения, в поле которого отсутствуют выходы материнской интрузивной породы и где скарнированию подвергаются порфириды. Следует указать, что М. А. Усов считает необходимым отметить неглубокое залегание адамеллитового интрузива, не вскрытого на рудном участке денудацией, но обнажающегося «кое-где выше и ниже по рч. Тельбессу». Порядок минерализации здесь может быть охарактеризован следующим образом: 1) амфибол, но не актинолит, а «глиноземистая роговая обманка», 2) магнетит, 3) гранит, 4) апатит и 5) эпидот, карбонаты и гематит. Свообразным элементом этой схемы следует считать развитие глиноземистой роговой обманки в ранние стадии процесса скарнообразования. Интересно при этом отметить, что, описывая эти скарны, М. А. Усов считал необходимым обратить внимание на структуру, в которой развивается этот минерал. Он «обыкновенно образует плотную сыпь, состоящую из мелких и неправильных зерен и призм минерала и часто почти не действующую на поляризованный свет» (из-за густоты окраски). Такая структура, по нашему мнению, больше напоминает амфиболиты или амфиболовые сланцы, которые в ранние стадии прогресса должны были бы возникнуть в рудном поле за счет порфиритов. Знаменательно, что ту же самую картину мы наблюдаем в поле Абаканского железорудного месторождения, где выходы активной породы также не вскрыты денудацией и где магнетитовые руды залегают среди эффузивных пород и их туфов. Ю. А. Кузнецов всю деятельность рудоносной интрузии сводит к метасоматозу [27, с. 36] и указывает, что песчаники в контакте с интрузивной породой «принимают... роговиковый облик и более светлую, но только пятнистую окраску от развития тонкой роговой обманки и небольшого количества магнетита». В самих рудах порядок образования характеризуется следующей серией: эпидот, актинолит, магнетит, хлорит, кварц, сульфиды, гематит и карбонаты.

Таким образом, в этом месторождении, сформировавшемся в очень сходной с Тельбесским обстановке, почти совершенно выпадает стадия образования нормальных скарновых минералов, если не подозревать, что обильный, все проникающий хлорит можно было бы рассматривать как продукт разложения горнфельзов при наложении на них скарновых эманаций или разложения скарновых минералов при наложении на них сульфидно-карбонатных терм. Во всяком случае, в этом месторождении ранее развивающийся амфибол легче отнести к стадии образования горнфельзов (в данном случае амфиболовых пород), чем к процессу скарнирования. По-видимому, в том и другом месторождении выпали даже первые стадии образования нормальных темных скарнов — тактитов. Процесс начался с развития магнетита и эта, даже интенсивная, минерализация, налагаясь на перекристаллизованные богатые амфиболом породы, не успела их целиком уничтожить. Можно поэтому согласиться с Ю. А. Кузнецовым, что в Абаканском месторождении «метасоматические процессы начались при невысокой температуре» [27, с. 70].

В месторождениях Кондомской группы, по исследованиям Н. А. Батова [5], для Шерегешевского месторождения удается выделить особую раннюю стадию минералообразования, которую он относит к собственно контактовому метаморфизму. Эта стадия характеризуется образованием магнетита, биотита и обыкновенной роговой обманки. Стадия скарнообразования почти для всех месторождений одинаковая и представлена гранатом, магнетитом, пироксеном и актинолитом, перечисленными в порядке их образования. В месторождениях Таштагола и Кочуры пироксен отсутствует *. Особую стадию развития роговиков выделяет А. И. Александров для Ирбинского железорудного месторождения. Процесс скарнирования в этом месторождении характеризуется появлением пироксена, граната, магнетита, роговой обманки, кварца и эпидота, перечисленных в порядке их образования. Таким образом, можно считать, что для железорудных месторождений Горной Шории, Западного и Восточного Саянов характерно отсутствие стадии образования светлых скарнов.

Сущность этого факта, к сожалению, остается неясной. Объяснить его можно, анализируя следующие возможные явления: выпадение из процесса скарнирования первых высокотемпературных стадий; особое обогащение летучих железом; влияние специфического состава пород, подвергавшихся в этих районах скарнированию и представленных, как правило, образованиями, труднорастворимыми, лишенными карбонатов. Последнее положение, нам кажется, отвести легче всего, так как тактиты без связи с полями светлых скарнов встречаются как на Урале, так и в Минусе, и в случае контакта интрузивных пород с известняками (Туим в Хакасии). Состав вмещающих пород таким образом и здесь не влияет на характер конечного продукта. Первых два явления — оба вместе или каждое в отдельности — могут обусловить возникновение в рудном поле одних тактитов без полей светлых скарнов. По-видимому, решение этого вопроса требует дополнительных исследований.

Из изложенного материала мы считаем возможным сделать следующие выводы:

1) образование скарнов тесно примыкает по времени к процессу развития горнфельзов как в случае возникновения светлых скарнов, так и темных — тактитов;

2) к тем и другим, вероятно, ошибочно относят породы или группы минералов, относящиеся к горнфельзам. Если скарны светлые, то такими образованиями являются известково-силикатовые роговики, в случае темных — амфиболовые горнфельзы (Тельбес, Абакан);

* Только у Батова [5, с. 30] мы находим описание тех изменений, которые возникают в горнфельзах при наложении на них процесса скарнирования.

3) оба типа скарнов являются метасоматическими образованиями, это устанавливается с несомненностью. Во всех случаях геологи имеют возможность говорить о неодновременном возникновении скарновых минералов. Они устанавливают порядок их образования, совершающийся в обстановке падающих температур.

Итак, процесс скарнирования развивается, видимо, на значительном отрезке понижающихся температур и можно думать, что силикаты будут возникать до тех пор, пока обстановка будет позволять кремнезему входить в сложные соединения. При некоторых низких температурах мы вправе ожидать замены процесса скарнообразования развитием зон окремнения. Поэтому вопрос о месте появления кварца в скарнах представляет значительный интерес.

Обычно геологи имеют в виду, что кварц в скарнах появляется вместе с сульфидами и с актинолитовой обманкой в конце термальной деятельности. Сочетания скарнов с зонами окремнения фиксируются редко и, по-видимому, характерны для контактовых месторождений неглубоких фаций. Здесь, в условиях невысокого нагрева пород и быстрого падения в них температур, окремнение скорее заменяет скарнирование, чем его сменяет.

Таким образом, если в контакте интрузивного тела высокие температуры выдерживаются длительное время, привносимый кремнезем расходуется на образование скарновых минералов. Окварцевание пород в этом случае не может быть характерным для месторождений этого типа. Но если прогрев невелик и охлаждение совершается быстро, то скарновая фаза может быть целиком заменена окремнением. Так, по нашему мнению, возникают в полях метасоматических месторождений «роговики» (Алтай) и «вторичные кварциты». Их можно считать аналогами скарнов, развивающимися в условиях холодных контактов. Среди них, как и в скарнах, мы должны находить более поздний жильный кварц, сопровождающий сульфиды. В месторождениях, относимых к гидротермальным, необычайно часто фиксируется выделение сульфидов после главной массы кварца. В подтверждение этого можно привести много ссылок литературного порядка. В качестве ближайшего примера мы отметим данные А. В. Королева о месторождении Эгид в районе Садона [20, с. 32].

Следовательно, от самых высоких температур прогрева и до отложения жильного кварца сульфидов может происходить минерализация в прогретых контактах; так примерно и Спэрр строит порядок минералообразования — эволюционно, без перерыва. Между тем в действительности процесс совершается очень сложно, с появлением перерывов в минерализации, сильно осложняющих распределение материала и во времени, и в пространстве. Рассмотрим некоторый фактический материал, показывающий, с одной стороны, сложность всего процесса минерализации контактового месторождения в разрезе порядка геологических событий и, с другой, — характер сочтаний во времени и пространстве скарнов, кварцитов и сульфидов.

Особенно часто последние стадии минерализации скарновых пород, а именно — стадии сульфидной минерализации, отделяются деформационным перерывом от стадии развития силикатов или алюмосиликатов. Эту особенность отмечают многие исследователи. Она хорошо выражена в железорудных месторождениях Западной Сибири, где отмечена исследованиями Шахова, Батова и Александрова [59, с. 5,2]. Перерыв в образовании скарновых и сульфидных минералов фиксируется и у Е. Ф. Зив [18, с. 64] для месторождений восточного склона Кузнецкого Алатау, но этот перерыв она рассматривает как границу между пневматолитовой и гидротермальной стадиями процесса, т. е. как бы допускает совпадение во времени перерыва в минерализации со сменой в эманациях одного агрегативного состояния другим. Следует отметить, что природа возникновения деформационного перерыва настолько далека от эволюции эмана-

ционных растворов, что минералообразование может только приближенно прерываться примерно в одном и том же месте (с точки зрения эволюции раствора). Мы считаем допустимым, что в разных месторождениях процесс скарнообразования прерывается на разных этапах так же, как он может и начинаться с разных стадий минералообразования. Но поскольку перерыв в большинстве случаев все же бывает резко выраженным и отмечается прекращением (на некоторое время) минералообразования (за время перерыва произойдет общее охлаждение пород), можно считать естественным, что он чаще всего разделяет стадию образования силикатов от стадии преимущественного развития свободного кремнезема и сульфидов. Поэтому ряд таких минералов, как актинолит, кварц, эпидот и др., своим появлением может заключать процесс скарнообразования и открывать стадию сульфидной минерализации *. Для иллюстрации сложности процесса минералообразования в контактовых месторождениях приведем порядок геологических событий, установленный Леглином [95, с. 687—691] для месторождения Магдалена в Мексике. Этот порядок может быть изложен по следующей схеме:

1. Возникновение главного сброса и нескольких нарушений;
2. Интрузия монцонитовой магмы с образованием на современном срезе группы интрузивных штоков, располагающихся цепочкой вдоль главного сброса. Самый большой шток, к которому тяготеют рудные тела месторождения Магдалена, расположен на месте скрещения главного сброса с поперечным нарушением;

3. а) возникновение в контакте главного штока с известняками минерального комплекса светлых силикатов — волластонита, гроссуляра и диопсида. Полагают, что они образовались на протяжении последних стадий кристаллизации магмы в главном штоке в результате выноса вещества эманациями; б) на участках, где эрозия еще не вскрыла интрузивные тела, эманации, несущие кремнезем, вызывали окремнение известняков с образованием джаспероидов (одновременно минералами предыдущей стадии);

4. Подвижки вдоль главной зоны резко проявляются вне интрузивных тел, но заметны и в них;

5. Дополнительная инъекция: дайки лампрофиров, а затем риолитов;

6. В трех участках главного сброса, но в удалении от главного штока — развитие зон темных скарнов, состоящих из андрадита и геденбергита; в нечистых известняках образуется эпидот. При более низких температурах, возможно с перерывом, образовались магнетит, кварц, гематит и пластинчатый кальцит. Последние два минерала возникают одновременно. Кальцит образуется за счет перекристаллизации известняка под влиянием эманаций. Участки минерализации отвечают местам пересечения главного сброса поперечными; растворы пришли из тел, не вскрытых эрозией;

* В этом отношении очень интересным примером могут служить оригинальные сереброурановые месторождения жильного типа, описанные Фуришвалем [80]. Жилы залегают в гранодиоритах. Руды главной зоны образовались в 6 стадий. Первые три стадии отделяются от двух последних стадий (четвертой) инъекцией аплитовых даек. Первая стадия минерализации произвела значительные изменения в гранодиорите, выражающиеся в замещении его хлоритом, гранатом, эпидотом, актинолитом и развитием магнетита, гематита, пирита и арсенопирита. Силикатовые минералы появляются и во второй стадии, где эпидот, актинолит, магнетит, гематит и кварц становятся главными минералами, а среди сульфидов появляется и халькопирит. В остальных четырех стадиях скарновые минералы не наблюдаются. Преобладающими рудными минералами являются сульфиды, а жильными — кварц и карбонаты.

Скарновые типичные минералы, подобные гранату, развиты так слабо, что говорить об этом месторождении как о контактовом не приходится, но предшествующее сульфидной минерализации метасоматическое изменение гранодиоритов можно приравнять к последним стадиям образования силикатов в нормальном процессе скарнирования.

7. а) отложение сульфидов в три этапа: 1) жилки пирита и значительные метасоматические тела, 2) развитие железистой цинковой обманки часто пространственно разделено с участками пиритовых руд, 3) халькопирит и галенит; б) вдали от трех участков наиболее интенсивной минерализации скарновые силикаты исчезают; их место занимают кварц, барит, флюорит. Цинковая обманка становится менее железистой, и появляется последний по порядку образования минерал — скаленоэдрический кальцит (стадия развивается одновременно с предыдущей).

В приведенной схеме наиболее резко выражены подвижки с дополнительной инъекцией магмы. Они разделяют во времени стадии образования светлых силикатов и тактитов. Можно думать, что деформационные перерывы в самом процессе скарнообразования не являются большой редкостью. Так, Бейшлаг, Круш и Фогт приводят случай цементирования магнетитом разбитого скарна [29, с. 377]. Но все же следует еще раз отметить, что вне зависимости от того, насколько часто появляются перерывы в процессе скарнообразования, почти всегда, как рядовое и неизбежное явление, приходится фиксировать и перерыв, разделяющий деятельность сульфидных растворов от процесса скарнообразования (он имеет место и в месторождении Магдалена). Эти последние перерывы во многих случаях разделяются также инъекцией даек различного состава [2,5], что служило основанием для многих исследователей считать, что не только скарны, но и руды древнее, чем дайки [71, с. 377]. В исследованных нами рудах и месторождениях мы всегда фиксировали разделение деформационным несогласием фазы скарнирования от главной фазы сульфидной минерализации. Именно это обстоятельство и заставляет нас вопрос об образовании сульфидных руд в контактовых месторождениях выделить в особый раздел для более детального рассмотрения.

3. Место образования скарнов в общем вулканическом процессе

В современной литературе, как мы отмечали, наблюдается тенденция считать, что процесс контактового метаморфизма и скарнообразование происходили одновременно. Приводились также доводы в пользу разделения во времени этих процессов. Порядок минералообразования в скарнах решается пока лишь в общих чертах. Предлагаемые в литературе схемы часто свойственны только исследуемым месторождениям, значимость которых не всегда ясна. Тем не менее на основании приведенного материала можно считать бесспорным следующие положения: 1) процесс образования скарновых минералов происходит в обстановке понижения температур, иначе говоря, в период охлаждения пород, в которых циркулируют рудоносные растворы; 2) начало скарнообразования близко примыкает по времени к процессу развития горнфельзов. В этой главе мы хотели показать, что совмещение во времени перекристаллизации и скарнообразования не только не имеет места, но и невозможно по внутренней сущности этих процессов. Скарнообразование всегда сменяет перекристаллизацию, и поскольку последняя в интенсивности ее проявления зависит от степени прогресса пород, постольку от максимума прогресса должен зависеть минералогический характер скарнов.

Многочисленные примеры замещения интрузивной породы минералами скарна [см., например, 41, 47] позволяют утверждать, что скарнирование имело место после того, как, по крайней мере, периферическая часть интрузивного тела раскристаллизовалась. Попытаемся подойти ближе к решению этого вопроса и в связи с ним рассмотрим характер изменения теплового режима в контакте интрузивной породы*, воспользо-

* Подробнее см. работу Ловеринга [96]. В ней приводится литература по этому вопросу, особенно по методам вычисления кривых охлаждения.

вавшись диаграммой (рис. 1), составленной А. К. Лэйном [91. с. 129].

Из этой диаграммы следует, прежде всего, сделать следующие выводы: 1) в пределах интрузивного тела температуры изменяются во времени только в сторону их понижения; 2) в пределах пород контакта сначала происходит нагревание, а потом охлаждение; 3) по мере удаления от контакта степень прогрева пород падает, и на границе контактовой зоны (в данной схеме—абсцисса) возмущения температур нет. Таким образом, область контактовой зоны, по Лэйну, будем считать такую оболочку около интрузивного тела, в пределах которой имел место прогрев пород интрузивовавшей магмой (правильнее сказать—породы обладали более высокой температурой, чем отвечающая условиям нормального геотермического градиента). На этом принципе Шнейдерхен построил кривые охлаждения [105, с. 471—480] для интрузивного тела цилиндрической формы с радиусом 500 м, залегающего на глубине 2 км и с начальной температурой 1200°. Из построенных им диаграмм (рис. 2, 3) можно сделать вывод, что максимальный прогрев боковых пород для данного случая совершается быстро (примерно через 400—500 лет), достигает порядка 700°, а охлаждение — процесс длительный, превышающий 10 000 лет.

Изотермы зоны прогрева максимальные колебания претерпевают в кровле. Из рис. 3 можно видеть, что вначале прогрев пород над интрузивным телом быстро увеличивается, над апикальной частью интрузива достигает максимальной высоты, но в процессе охлаждения на этом же участке температура быстрее и опускается. Таким образом, можно ду-

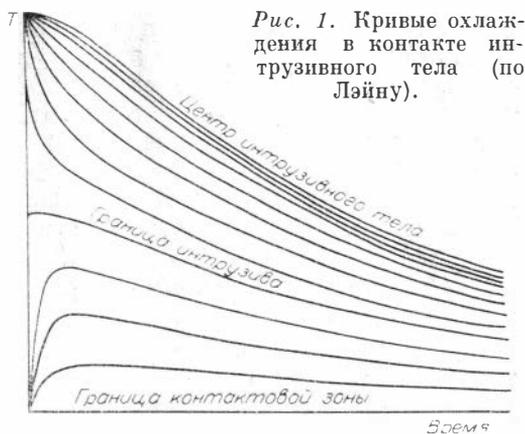


Рис. 1. Кривые охлаждения в контакте интрузивного тела (по Лэйну).



Рис. 2. Кривые охлаждения в контактовой зоне интрузива (по Шнейдерхену).

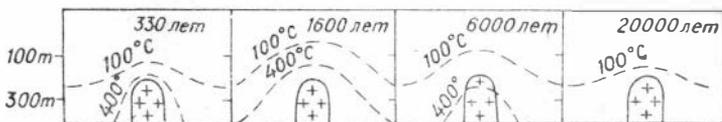


Рис. 3. Схемы изменения в степени прогрева пород контакта во времени (по Шнейдерхену).

мать, что горизонтальная и вертикальная зональность минерализации, а также и телескопирование будут наиболее ярко выражены в срезах, вскрывающих кровлю интрузива (так как возникновение этих явлений тесно связано с изменением температуры данного участка), и меньше проявятся в боковых участках, особенно задетых глубокой денудацией. Здесь в прогретых породах длительное время температуры изменяются медленно и долго бывают высокими, что само по себе может служить препятствием к отложению вещества из эманаций.

Обращаясь теперь к рис. 7 и 2, можно утверждать, что процесс скарирования, связанный в своем развитии с понижением температуры, может происходить, лишь начиная с точки максимального прогрева. До этого в процессе нагревания пород, с привнесом или без привноса вещества, будет иметь место только перекристаллизация пород, достигающая апогея в точке максимального прогрева. Не трудно понять, что в процессе перекристаллизации интенсивность преобразования породы будет возрастать, все больше будут стираться первичные ее черты и уничтожаться слабые изменения первых стадий процесса. Понятно, что в горнфельзах, возникающих в этот период, структуры будут однородны, отвечая, главным образом, по времени и наиболее интенсивным по характеру последним изменениям. Минералы практически могут казаться возникшими одновременно, если интрузивное тело мало или возникает на небольшой глубине; контактовый метаморфизм при этом может быть настолько слаб, что последующие стадии минерализации, а именно метасоматоз, вызываемый эманациями, может совершенно его затушевать. Вот почему в литературе часто говорят о процессе «контактового метасоматоза» у гипабиссальных интрузивов. Таким образом, развитие скарнов может происходить лишь после того, как породы контакта были прогреты и перекристаллизованы, т. е. в стадию общего охлаждения в {поле прогретых пород.

Однако интенсивность минерализации в стадию метасоматоза не связана с положением интрузивного контакта как собственно контактовый метаморфизм. Нельзя, например, сформулировать такую зависимость, как закономерное уменьшение интенсивности минерализации от контакта в сторону пассивных пород. Метасоматоз в стадию скарирования существенно вызывается эманациями, движущимися в прогретых, но уже остывающих породах. Этот прогрев и обуславливает оригинальную минерализацию, которую мы не наблюдаем в других условиях. Скарны и магнетитовые руды являюся самыми высокотемпературными минеральными комплексами, возникшими из эманаций. Но они возникают не обязательно в самом контакте, а там, где движутся растворы и где в это время прогреты породы, вне зависимости от того, какие они будут — пассивные или активные. Скарны появляются в самом контакте изверженных пород с осадочными, в самой изверженной породе, внутри зоны контактово-метаморфизованных пород, но вряд ли выходят за ее пределы. Мы думаем, что даже в тех случаях, когда скарны развивались в полях, где еще не вскрыто интрузивное тело, породы, их вмещающие, должны были входить в область прогрева. Степень этого прогрева и может обусловить характер минерализации. Если породы были высоко прогреты, то в процессе скарнообразования в начальные стадии могли возникать такие комплексы, которые не возникали при скарировании слабо прогретых пород. Фаза скарнообразования может почти полностью выпасть, и мы будем иметь различного вида так называемые гидротермальные месторождения. Такова у контактовых месторождений связь с гидротермальными.

Поэтому масса материнского интрузива, песочно, имеет значение для образования скарнов. Во всяком случае дайки дополнительных инъекций в виде диабазов, пегматитов или лампрофиров не могут нормально сопровождаться интенсивным скарированием, так как прогрев, ими вызываемый, особенно по природе низкотемпературной пегматитовой магмы,

не может быть высоким по температуре или длительным во времени. Основные массы скарнов бывают связаны по времени с прогревом, вызываемым самой главной интрузией. Дайки, как правило, секут скарны. Это свидетельствует о том, что процесс скарнирования заканчивается раньше, чем его создавший вулканический процесс. В районе рудника Магдалена [95, с. 687—691] дайки лампрофиров и риолитов разделяют во времени стадию развития светлых скарнов от тактитов. В железорудных месторождениях Горной Шории [5, с. 77] и Восточного Саяна [2, с. 43] дайки диабазов и кислых дифференциатов разделяют стадию скарнирования от стадии сульфидной минерализации.

Тем не менее нельзя совершенно отрицать развитие скарновых минералов в связи с дайками. Только, как мы увидим ниже, оно совершается не всегда и ему благоприятствует, по-видимому, общее уменьшение геотермического градиента на данном участке, связанное с временным повышением активности вулканического процесса, выразителем которого являются дайки. Пересечение скарновых пород дайками аплитов и пегматитов для районов восточного склона Кузнецкого Алатау отмечает Е. Ф. Зив [18, с. 34], указывая в то же время и на повторное скарнирование, сопутствующее этим дайкам. Интересно отметить, что в Туимском месторождении, где особенно подробно картировались зоны скарновых пород, Е. Ф. Зив и ранее работавший здесь А. А. Нуднер обнаруживали скарнирование только в связи с некоторыми дайками. Таким образом, повторное скарнирование нельзя рассматривать как общее явление, прямолинейно генетически связанное с инъекцией даек. Следует искать еще какой-то источник подогрева. В данном случае таким источником может оказаться только сам интрузив. По-видимому, в тех случаях, где к моменту инъекции даек общее охлаждение пород было меньше или где с приходом дайки увеличился прогрев снизу, создавались и поддерживались телом дайки благоприятные условия для возникновения скарновых минералов. Узкие зоны тактита вдоль даек аплита отмечают Хесс и Ларсен [57, с. 58, 59].

Изложенный материал в достаточной мере освещает начало процесса скарнирования и общие контуры места этого процесса. Минералы скарна развиваются всегда после образования горнфельзов за счет привноса эманациями, главным образом кремнезема и железа, в пределах прогретых пород и в начальные стадии их остывания. Возникает вопрос, что считать концом процесса. Рассмотрим имеющиеся материалы по этому вопросу. Теоретически можно допустить смену скарновых минералов продуктами нормальной термальной минерализации. Появление кварца, например, может в период значительного охлаждения пород сменять образование силикатов. Но, как показывает фактический материал, продукты нормальной термальной минерализации обыкновенно разделены во времени от скарнов деформационным перерывом. При этом нужно указать, что возникновение деформаций не всегда точно отвечает моменту, когда реакция кремнезема с материалом боковых пород перестает идти в сторону развития силикатов, а лишь приводит к окремнению, сопровождающемуся сульфидной минерализацией. Некоторое количество кварца и высокотемпературных минералов типа окислов может появляться до перерыва и снова образовываться после него. Кроме того, в обстановке небольших статических нагрузок, или, иначе говоря, в неглубоких фациях, деформации и дополнительные инъекции могут возникать, очевидно, раньше, чем закончились возможности для скарнирования.

Таким образом, смена скарнообразования продуктами нормальной термальной минерализации в природе имеет двойкий характер: 1) физико-химический — смена сложных силикатов кварцем и 2) тектонический — деформационный перерыв, разделяющий стадию развития сульфидов и кварца от образования скарновых минералов. Время возникновения деформаций не постоянно, оно зависит от обстановки (фации), в которой

совершается процесс. Отсюда можно сделать следующий вывод: вне зависимости от того, существуют ли перерывы в минерализации контактовых месторождений или нет, процессом скарнообразования, или фазой скарнообразования, по нашему мнению, следует называть период образования силикатов, продолжающийся до возникновения из терм свободного кварца, или, вернее, до образования самых высокотемпературных минеральных комплексов, возникающих из эманаций в обыкновенных условиях. Этот процесс скарнирования во времени и пространстве обязательно налагается на подвергшиеся перекристаллизации породы и, по-видимому, стирает следы испытанных ими превращений. Скарнирование как бы составляет вторую половину минералообразования в контактах, но ни в коем случае его нельзя считать равнозначным по природе с образованием горнфельзов. Вот почему нельзя соглашаться с мнением Линдгрена, разделяемым многими учеными, что превращение глинистых сланцев в роговики и известняков в силикатные породы вызывается различными по составу эманациями. Для нас более понятны и приемлемы взгляды Кнопфа, который считал, что свинцовые руды в контактовых месторождениях Калифорнии возникли позже общего метаморфизма, и Амбли, показавшего при изучении месторождения Уайт Кноб две стадии метаморфизма: а) контактовый метаморфизм во время внедрения интрузива и б) контактовый метаморфизм после отвердения магмы. Данные этих исследований приводятся, но не разделяются Линдгреном [94, с. 706—725]. Совершенно неприемлемым на уровне современных знаний является также рассмотрение скарнов как продуктов контактового метаморфизма «гранитов с известняками».

Какая же может быть температура образования скарнов? Начало процесса скарнирования, как мы видели выше, может совпадать с точкой максимального прогрева, которая, как показывает диаграмма Шнейдерхена, значительно ниже температуры магмы и для разобранного им случая немного превышает 700° . Можно предполагать, что в условиях больших глубин и при большой величине интрузива она может возрастать. Поэтому выводы В. Линдгрена [94, с. 710] и А. Е. Ферсмана [54, с. 183], что начало образования скарновых минералов может несколько превышать 800° , отвечают фактическому материалу. Это положение в известной мере подтверждается данными опытов Мервина, который показал, что двупреломляющие гранаты становятся изотропными при нагревании их выше 800° . Но так как гранаты в скарнах не являются самыми высокотемпературными минералами и возникают в нескольких генерациях, данные Мервина для правильного их использования требуют дополнительных исследований скарновых пород *. Конец процесса скарнирования, естественно, отвечает моменту образования кварца, изучение которого показало, что в эманационных месторождениях кварц появляется при температурах ниже 575° [72, с. 184]. Данные исследования кварца из контактового месторождения Зимапан в Мексике позволили Линдгреному [94, с. 711] сделать вывод, что температура образования кварца в этом случае колебалась в пределах $400\text{—}500^{\circ}$. Таким образом, можно с достаточной достоверностью считать, что образование скарнов происходит при температуре $800\text{—}500^{\circ}$, несколько повышаясь в условиях высокого прогрева и лишь немного опускаясь ниже 500° **.

* Опыты С. П. Соловьева и Х. С. Никогосян [39] над грапатами месторождения Тырнауз подтвердили данные Мервина. Переход аномальных гранатов в изотропное состояние происходил на интервале температур $750\text{—}850^{\circ}$. При этом раньше становились изотропными мелкие зерна и позднее — крупные.

** Синтез скарновых минералов, проведенный Д. В. Калининным [18а], и термометрические исследования природных скарновых силикатов З. В. Щербаковой [64], подтверждая представления Ф. Н. Шахова о температурном интервале скарнообразования, выявляют его существенную зависимость от состава растворов и их давления. (Прим. отв. ред.).

4. Источники эманаций, производящих скарнирование

The search for a local source of metals should receive all encouragement but one should not lose sight (and I am sure that Locke has not done so) of the availability of an «abysmal source» of ore solutions even though the predominant constituents of the granite may be of local origin.

H. E. McKinstry

Выделение контактовых месторождений в особую генетическую группу наиболее конкретно осуществлено в систематике В. Линдгрена. Он считал, что среди месторождений, созданных горячими растворами, только контактовые — пирометасоматические — месторождения, образованы (by direct. igneous emanations) непосредственно эманациями магматического происхождения. Все многообразие так называемых «гидротермальных» месторождений в своем происхождении связано с деятельностью горячих восходящих вод неопределенного генезиса. Впрочем, в их составе материал магматического происхождения играет, по Линдгрону, значительную роль «charged with igneous emanations» [94, с. 212]. Иначе говоря, в случае контактовых месторождений Линдгрэн позволяет читателю не сомневаться в магме как источнике металлов. Однако следует указать, что даже в случае контактовых месторождений этот вопрос решается гораздо сложнее, чем можно было бы ожидать. Во всяком случае и здесь, по-видимому, от источника до места отложения летучие продвигаются значительный путь.

Геологи, отождествляющие процесс скарнообразования с контактовым метаморфизмом, т. е. с воздействием нагретой магмы на вмещающие интрузивное тело породы, должны видеть в этой магме, а часто даже непосредственно в участке магматического тела, прилегающем к контакту, источник эманаций, проникнувших в породы и преобразовавших их в скарны. Движение летучих мыслится в этом случае примерно так, как изображено на рис. 4.

В. Линдгрэн [94, с. 794] «наилучшим доказательством того, что источником минерализации является сама интрузивная масса», считает «большую тенденцию руд возникать на выступах и включениях известняков» в интрузивном теле. Залегание скарнов Мексиканских сульфидных месторождений в известняках и контроль этой минерализации трещинами он считает достаточной аргументацией для того, чтобы отнести эти месторождения в группу гипотермальных. Существенное отличие этих месторождений от пирометасоматических, по его мнению, заключается в том, что первые произошли из глубокозалегавшего источника, а последние — из смежного с ними интрузива [94, с. 694]. Таким образом, даже одно допущение движения растворов снизу заставляет Линдгрена исключать месторождение из группы контактовых, хотя руды его и являлись скарнами.

А. Е. Ферсман [56, с. 268] образование железосодержащих скарнов (тактитов) связывает с процессом ассимиляции магмой известняков и, таким образом, считает источником образования скарнов прилегающие к контакту части интрузивной магмы. То же мы находим у Дэли [15, с. 521—529], полагающего, что скарновые минералы могут возникать, как синтектические образования при ассимиляции магмой известняков. Автор приводит ссылку на работу Ритмана, который диопсид-геденбергитовые скарны, как и

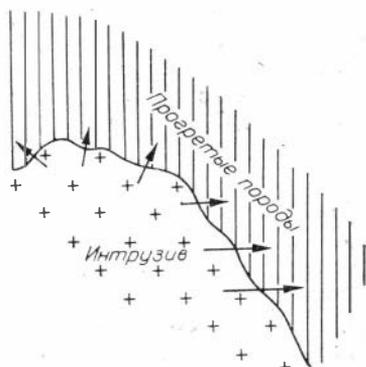


Рис. 4. Направление движения летучих.

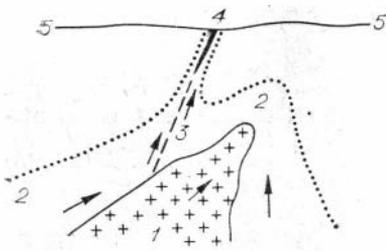


Рис. 5.

1 — интрузив; 2 — область прогретых пород; 3 — нарушение, залеченное интрузией и подновленное после нее; 4 — дайка; 5 — поверхность. Стрелки показывают движение летучих.

А. Е. Ферсман, считал продуктами ассимиляции известняков на глубине. Геологи, применяющие эти взгляды в практической работе, испытывают значительные затруднения, наблюдая большое число скарновых месторождений, удаленных на заметное расстояние от интрузивного контакта. Движение вещества, перенос его летучими и часто на значительные расстояния является фактом бесспорным и доказанным для процесса скарнообразования. Поэтому гораздо легче представить себе, что летучие, с которыми связано скарнообразование, шли снизу, примерно так, как указывается на рис. 5. Во всяком случае так приходится считать при

рассмотрении верхних апикальных частей интрузивных тел, где, как правило, и встречаются контактовые месторождения*.

Источником такой минерализации можно было бы считать остаточные расплавы, которые должны концентрироваться каждый раз ниже зоны развития скарнов. С таким предположением согласуется мнение Колони [75, с. 176—178], что «all of the contact phenomena» (к ним он относил окремнение, серицитизацию, а также и образование гранатовых и магнетитовых пород) связаны с деятельностью эманаций, концентрирующихся в конечные стадии остывания интрузива. В эту схему более легко укладываются и фактические данные. Рассматривая интрузив в целом как непосредственный источник выносимого вещества, Колони допускал движение эманаций и их интенсивную деятельность относил ко времени, когда главная масса интродуцировавшей магмы раскристаллизовалась и температура во вмещающих породах стала падать.

Это предположение вполне согласуется и с мнением П. Ниггли, который подчеркивал, что главная фаза отщепления летучих наступает после того, как большая часть труднолетучих составных частей магмы выкристаллизовалась и сформировались остаточные расплавы [88, с. 282].

За последнее время в современной литературе все чаще и чаще приходится сталкиваться с различными высказываниями об источниках эманаций. В своих относительно ранних работах Спэрр [111, с. 486] указал, что растворы, создавшие скарны, пришли снизу, т. е. оттуда, откуда появились дополнительные инъекции аплитовой и пегматитовой магмы. Впоследствии эти рудоносные растворы он назвал магмами, приписывая им кальциевый или кремнеземистый состав (в зависимости от состава исходной магмы) для случая образования скарнов [41, с. 47, 48]. Интересно отметить, что скарнирование изверженной породы он связывал с действием высоконагретых кальциевых растворов, которые не вносили изменения в состав известняков, а вызывали лишь их отбеливание и перекристаллизацию.

М. А. Усов в ряде работ [50, с. 104, 105; 49, 51] четко сформулировал свое мнение о том, что источником эманаций, вызывающих метасоматоз, в том числе и образование скарнов, являются глубинные магматические очаги, а «не видимые интрузивы верхних горизонтов земной коры». А. Холмс [87] этот вопрос о глубинах, как источниках рудного вещества, поднял в общем виде, вызвав очень оживленную дискуссию. На основе чисто геохимических построений к такому же выводу пришел Уайт [119, с. 9, 10]. Рассматривая связь интрузий и рудных тел с тектоническими структурами, Г. Луглиш [95, с. 672] был вынужден отметить,

* См. ассимиляция (с. 110).

что тенденция искать источники оруденения на глубине, вне досягаемости, — более надежна и близка к истине.

В связи с изложенным нам хотелось бы отметить, что каковы бы ни были источники эманаций, вызывающих скарнообразование, они всегда должны располагаться глубже, чем место образования скарна. Но чтобы ближе подойти к решению этой проблемы, следует разобрать вопрос о причинах приуроченности скарнов к участкам пород, непосредственно прилегающих к интрузиву и, как это было рассмотрено выше, испытавших прогресс.

Приуроченность скарнов к контактам интрузивных пород в литературе издавна объясняется особенностями структурного порядка этого контакта. Еще Уйд [118, с. 716] подчеркнул, что «сила интрузии» приводит к раздроблению пород в контактах, сжатие интродуцированной массы в процессе охлаждения вызывает образование трещин и изменение пассивных пород способствует образованию в них пористости. Это положение в той или иной вариации обыкновенно приводится современными геологами. В частности, М. М. Тетяев [43, с. 18], рассматривая, подобно Спэрру, скарны как часть общего рудного процесса, считает «обязательным условием для образования скарновых зон... наличие известной расширенности или пористости среды, которую следует связать с общим процессом расширения рудного поля». Не отрицая того, что структурные элементы пород, вмещающих контактовые месторождения, направляют движение летучих, мы считаем необходимым подчеркнуть одну особенность скарнов, которая этим контролем объясняться не может: скарны пространственно не входят за пределы зоны прогрева, хотя структуры, их контролирующие, например зоны нарушения в рудном поле Магдалена, выходят за эти пределы. За пределами прогретых пород возникает иная, чем скарн, минерализация. Скарны возникают лишь в высоконагретых породах, и, по-видимому, именно это свойство обуславливает возникновение скарновых минералов. Однако это положение, по нашему мнению, при некотором анализе имеет более глубокий смысл. Обстановка нагретых до высоких температур пород должна вызывать у них повышенную реакционную способность. В этом отношении хотелось бы сослаться на Хуттинга [83], который усматривал возникновение у вещества (стекло, гели) при раскristализации или переходе одной фазы (вообще при любой перестройке) в другую особого промежуточного состояния, характеризующегося повышением реакционной способности. Такое состояние может возникать или сохраняться у вещества только что перекристализовавшихся и еще нагретых пород *. С другой стороны, прогрев пород изменяет и их физические свойства, в частности газопроводимость. Б. М. Тареев [42, с. 191—193], излагая технологию изготовления электроламп, указывает, что стеклянные баллоны при температуре 220°C пропускают гелий, а при 1100—1300° — другие газы. Правда, экспериментальные работы с горными породами, насколько известно, с этой целью не проводились. Но мы вправе ожидать, что в разной степени прогретые породы должны быть равно проницаемыми для летучих и, что особенно важно, способность пород пропускать летучие должна увеличиваться с повышением их прогрева. Одного этого свойства пород при прочих равных условиях совершенно достаточно, чтобы объяснить пространственную приуроченность скарнов к областям прогретых пород и близость их по времени образования к явлениям контактового метаморфизма. Таким образом, в общем случае сама зона прогрева в целом контролирует движение летучих, а состояние прогретых пород располагает к образованию силикатов, как наиболее сложных химических соединений.

* Такое состояние может быть у вещества, находящегося или в стекловатом состоянии или проходящего при своих изменениях через эту фазу.

Рассматривая кривые охлаждения на рис. 3, нужно сделать вывод, что в общем случае область прогрева расширяется с глубиной и сужается в апикальной части интрузивного тела. Следовательно, в глубоких частях интрузивного тела эманации могут идти широкой полосой, концентрируясь в апикальных частях, что подтверждается многочисленными наблюдениями, отмечающими приуроченность рудных месторождений к верхним участкам интрузивных тел. Именно так, видимо, можно объяснить приведенный Эммонсом фактический материал, на основании которого он утверждал, что существует «мертвая линия», проходящая непосредственно под кровлей интрузивного тела, ниже которой рудные месторождения промышленного типа в интрузивах практически отсутствуют [66, с. 313]. Скарны из этого правила не исключаются.

Если принять во внимание изложенный материал, мы приходим к заключению, что вдоль прогретого контакта и периферической части интрузивного тела еще в периоды неполной его раскristализации в сторону апикальной части должны двигаться летучие. Источниками их могут

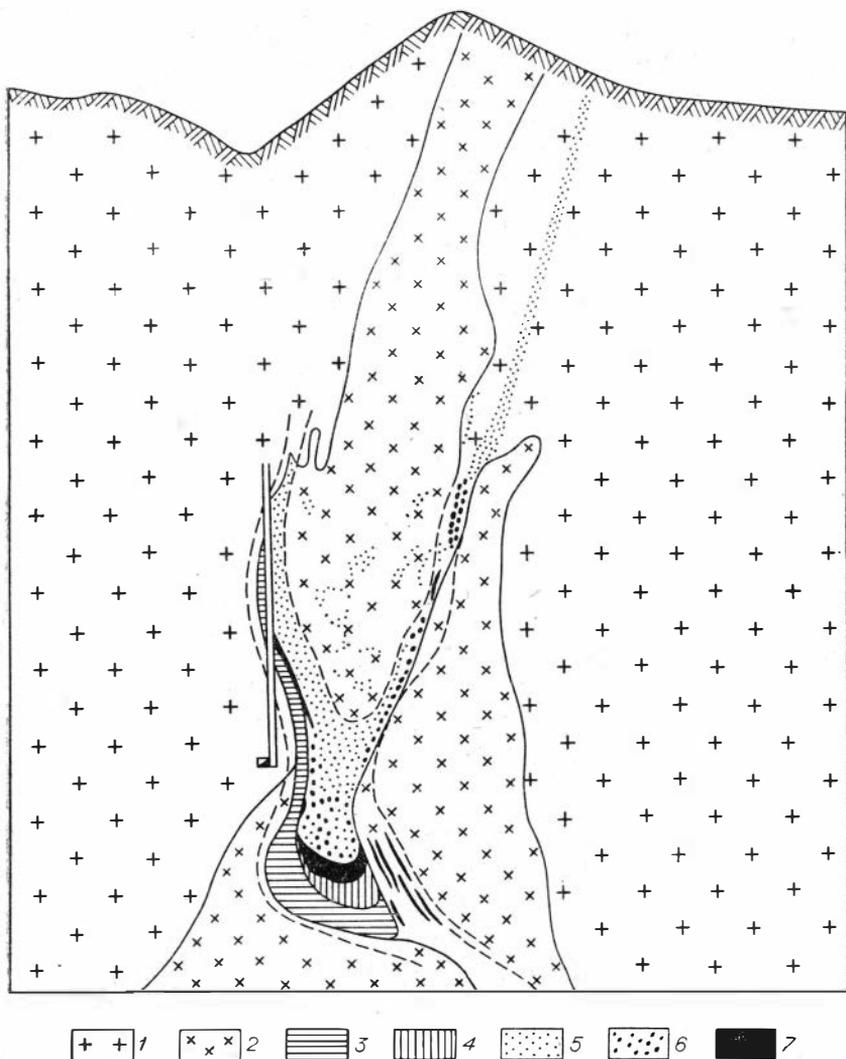


Рис. 6. Вертикальный разрез рудника La Cologado (по Крейтеру).
 1 — диорит; 2 — кварц-порфир; 3 — пегматитовый кварц; 4 — слюдисто-кварцевый пегматит; 5 — безрудная брекчия; 6 — рудная брекчия; 7 — сульфиды.

быть более глубокие части интрузива, а если он, по терминологии Кропоткина, является автохтонным [23, с. 47, 48], то в этом случае прогретые массы пород и сами магмы могут служить каналами для прихода летучих и из более глубоких частей планеты. Таким образом, мы полагаем, что вдоль контактов будут циркулировать летучие вне зависимости от того, где они возникли. Естественно, что в рудных полях мелких интрузивных тел, представленных штоками, дайками и всякого рода залежами, больше оснований предполагать более глубинные источники оруденения. С этой точки зрения можно согласиться с М. А. Усовым, что источником эманаций, вызывающих метасоматоз, являются глубинные магматические очаги. Но совсем отрицать возможность выхода летучих из дополнительных инъекций мы не можем. Это доказывает изложенный В. М. Крейтером [21] и интерпретированный М. А. Усовым [48, с. 71, 72] материал о месторождении Ла-Колорадо в Канане, где, как видно из рис. 6, концентрация летучих имела место внутри трубчатой дайки кварцевого порфира. Можно предполагать, что магма кварцевого порфира сама представляла собой остаточный расплав, богатый летучими. Становление дайки на небольшой глубине привело к концентрации летучих в наиболее широком участке интрузивного тела, а небольшая глубина остывания магмы позволила летучим прорваться на поверхность с образованием брекчиевидных оруденелых зон на пути их движения. Однако, если в общем случае летучие могут концентрироваться в телах дополнительных инъекций, то развитие скарновых зон такими эманациями не всегда возможно, так как пути их циркуляции не всегда проходят в достаточно прогретых породах [47, с. 72; 33, с. 343].

Учитывая изложенный материал, приходим к выводу, что при современном состоянии вопроса можно допускать различные источники летучих: ими могут оказаться «неизведанные глубины», если локальный прогрев пород соединяет их с участками развития магматических масс, ими могут быть остаточные расплавы, которые, естественно, должны накапливаться ниже апикальных частей интрузива и, наконец, летучие могут концентрироваться в областях интенсивной ассимиляции. К этому вопросу мы еще вернемся в связи с рассмотрением генетической роли даек в полях контактовых месторождений.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ СКАРНОВ И СКАРНОВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

В настоящем разделе в свете изложенных идей мы предполагаем разобрать те морфологические черты контактовых месторождений, которые требуют некоторого пересмотра.

1. Текстуры

Под текстурой мы понимаем узор, или рисунок, который возникает в породе в период ее образования, отражая закономерности пространственного расположения минерального вещества. Поэтому, если порода однородна во всех своих точках, то говорят о массивных текстурах. Такая однородность свойственна изверженным, особенно интрузивным, породам, и она легко проверяется микроскопическими исследованиями. В каждой отдельной точке мы всегда обнаруживаем один и тот же минеральный комплекс и одни и те же структурные узоры, определяемые характером очертаний границ отдельных минеральных зерен.

Подобных массивных текстур в скарнах не наблюдается. Правда, в участке мономинерального скарна, например магнетитовой руды, можно выбить кусок, который на первый взгляд покажется совершенно од-

нородным. Но, во-первых, он не характеризует всего поля этих мономинеральных скарнов, а, во-вторых, его неоднородность легко устанавливается микроскопически. Оказывается, как уже упоминалось выше, в пределах даже мономинерального скарна необычайно меняется величина зерна; участки, сложенные агрегатами крупных зерен, образуют как бы пятна среди мелкозернистой массы или наоборот. При изучении шлифов исследователь часто склонен говорить о такситовой [7, с. 26] или даже порфировой структуре, если по величине выделяются отдельные зерна [59, с. 4]. Таким образом, изучая скарны, даже при кажущейся их однородности, нельзя говорить о массивных структурах, лучше за такими породами сохранить ранее употреблявшийся еще К. Н. Богдановичем [8, с. 93] термин «неправильное или сплошное сложение». Мы бы предпочли употреблять термин «сплошная текстура», а в случае очень тонко- или мелкозернистых скарнов, кажущихся однородными, — «плотная текстура» — термин, известный с давних времен [8, с. 108]. При ярком проявлении неоднородности сложения, что особенно хорошо заметно при наличии в скарне нескольких компонентов, мы бы рекомендовали говорить о «пятнистой текстуре», отличая ее сущность от содержания терминов «такситовая», или «шлировая», структура, применяемых в петрографии изверженных пород. Сплошные плотные и пятнистые текстуры наиболее распространены и характерны для скарнов. Они часто встречаются вместе и переходят друг в друга. Эти текстуры являются общими морфологическими чертами для всех скарнов и выделяют их резко из среды изверженных и метаморфических пород — горнфельзов. Такая неоднородность в сложении обнаруживает существо метасоматоза и, нам кажется, является общей для всех метасоматических образований. В пределах общей массы замещаемой породы и реагирующих с нею, преимущественно растворяющих ее, эманаций нельзя даже и предполагать сохранение однородных, одинаковых условий процесса. Этому препятствуют гетерогенность состава замещаемой породы, анизотропность химических свойств замещаемого минерального вещества и изменение в составе и состоянии (во времени) циркулирующих растворов. Поэтому понятно утверждение А. Г. Бетехтина, что «все внешнее разнообразие руд обусловлено текстурными их особенностями». Но, к сожалению, в понимание этих текстур он вкладывает главным образом общие для всех метасоматических образований черты [7, с. 27] и не отделяет их от специфических текстур, рисующих особенности внутри одного процесса. Констатируя эти особенности у руды или породы, геолог должен прийти к решению о том, что он имеет дело с образованием метасоматической природы. Наличие таких структур у некоторых так называемых жильных кварцев, нам думается, является одним из серьезных доводов, аргументирующих участие метасоматоза в их образовании.

А. Г. Бетехтин отмечает, что «такситовые» (а в нашем понимании сплошные — Ф. Ш.) текстуры отличают руды от горных пород, и полагает, что «без изучения этих морфологических особенностей руд невозможно правильно разобраться в возрастных соотношениях минералов». Прежде всего, необходимо отметить, что эти текстуры отличают не все руды и не от всех пород. Метасоматические горные породы неотличимы по текстурам от метасоматических руд. Для изучения магматического происхождения руд, например титаномагнетитов, применимы термины «массивная» и «ленточная» текстура, как и для ленточного габбро.

Изучение текстур до некоторой степени помогает разобраться в возрастных соотношениях минералов, в результате которого можно установить природу процесса: наметить отдельные его стадии, уловить деформации и время их возникновения. Но все же ведущим методом установления порядка образования минералов остается изучение структур — узоров, определяемых границами минеральных зерен. В этом отношении большого внимания заслуживает следующее указание В. Т. Ньюхауза

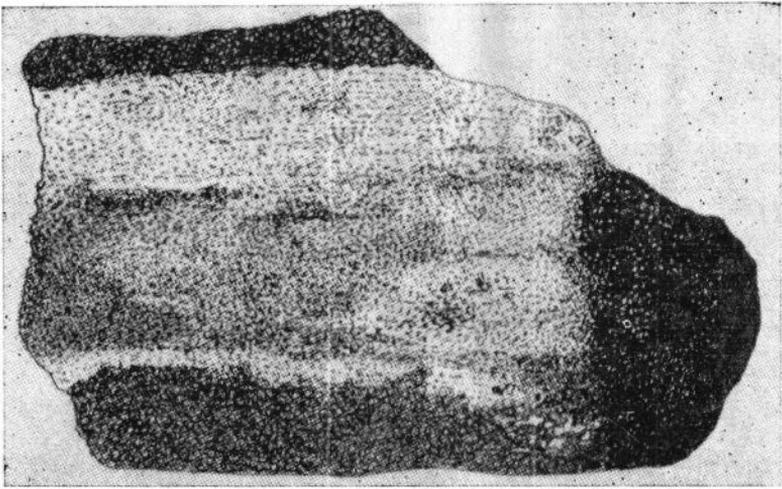


Рис. 7. Полосчатые текстуры в магнетитовых рудах. Ирбинское месторождение Б. Саян (по А. И. Александрову).

[31, с. 60—61]: «Среди американских работников по изучению полированных шлифов обычно общепринято рассматривать минералы (агрегаты мономинеральные.— Ф. Ш.) как единицы, подлежащие исследованию. Автору думается, что всякая более основательная обработка обычно дает основание рассматривать кристаллы как единицу исследования».

На фоне общих охарактеризованных текстур мы выделяем следующие типы — полосчатые, брекчиевидные, сетчатые, друзовые, шаровые и оолитовые. Они, по-видимому, не исчерпывают всех возможных текстур скарнов, так как вопрос этот изучен еще недостаточно и для полного обобщения не накоплен достаточный фактический материал.

Полосчатые текстуры в контактовых месторождениях упомянуты В. А. Обручевым [33, с. 93], который совершенно справедливо указал, что поясовые текстуры здесь отсутствуют. Нами в гранатовых и магнетитовых скарнах Ирбинского железорудного месторождения наблюдались грубо- и тонкополосчатые текстуры, которые особенно хорошо заметны на поверхности выветривания пород или в пластообразных залежах магнитного железняка горы Железной (рис. 7). Эти текстуры описаны А. И. Александровым [2, с. 20 и 25] и разъяснены как реликтовые, сохранившиеся от первичной слоистой текстуры замещающей породы. Среди скарнов рудника Юлия в Хакасии мы наблюдали в светлых пироксеновых разностях, замещающих резко слоистые мергелистые известняки, возникновение грубополосчатых текстур, характер которых подчеркивается иногда позднейшим проникновением сульфидов (рис. 8, 9).

Подобные текстуры для метасоматических месторождений отмечает К. И. Богданович. Это сложение, по его мнению, «зависит от ясной слоистости первоначальной породы, подвергнувшейся изменению в руды». Дальше он ссылается на наблюдения шпатовых железняков Урала [8, с. 95]. К сожалению, он совершенно неправильно дал описание этих текстур в группе поясовых, или корковых. Также поясовыми назвал Эммонс [65, с. 50] текстуры контактовых месторождений, возникающие в случае, «если рудные минералы и силикаты замещают глинистые сланцы». Но такие текстуры, как он справедливо отмечает, «являются псевдоморфозой по замещенной породе, и в них отсутствует крустификация», характерная для поясовых текстур. Полосчатые текстуры магнетитовых руд горы Магнитной описывает А. Н. Заварицкий [16, с. 628]; их образования он связывает с замещением растворами слоистых пород.

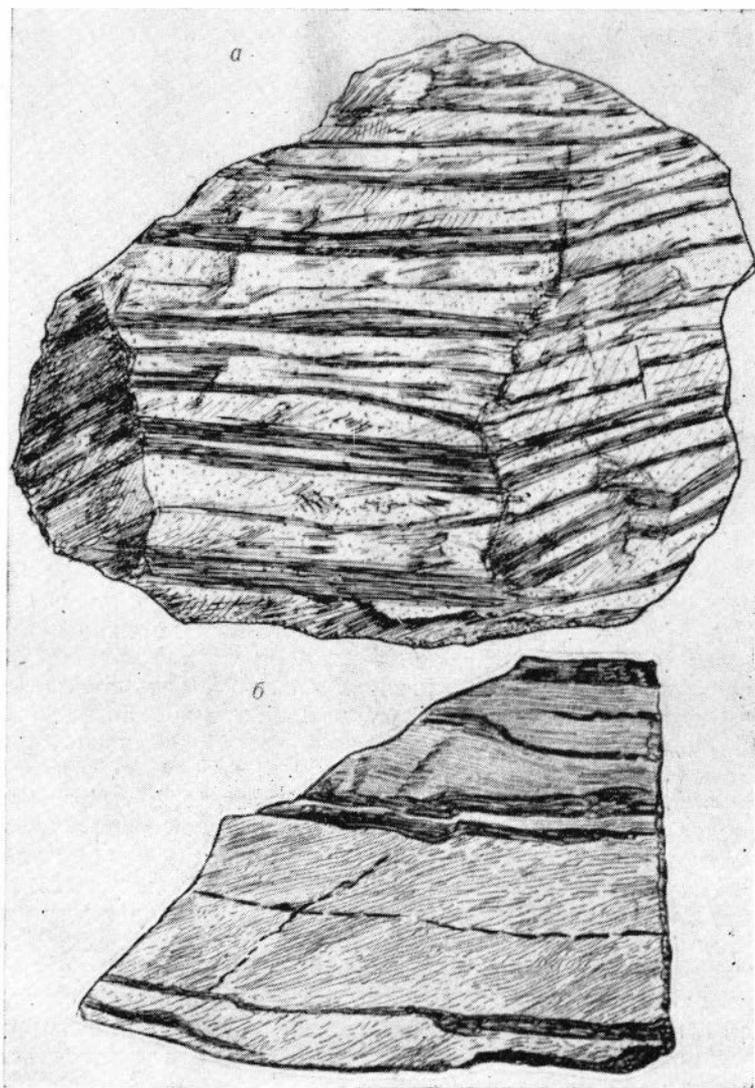


Рис. 8. Примеры слоистости мергелистых известняков рудника Юлии в Хакасии. Нат. вел.

Интересно отметить, что полосчатые текстуры характерны для месторождений, где в рудных полях наблюдаются пластообразные формы рудных залежей, что, в частности, имеет место и на горе Железной Ирбинского месторождения и на руднике Юлии. Мы думаем, что такие текстуры должны возникать в результате избирательного замещения в процессе избирательной миграции растворов в рудном поле. В обстановке прогретых пород специфические физические и структурные свойства последних могут создавать широкие возможности для такой избирательной циркуляции.

Наконец, рассмотрим полосчатые текстуры совсем иного генезиса, подмеченные А. И. Александровым [2, с. 26]. По его данным, при выветривании магнитных железняков сплошной (он называет массивной) текстуры в рудах развивалась тонкая полосчатость. Тонкие полоски руды (около 0,1 мм) отделялись одна от другой полосками силикатового материала, состоящего из хлорита и кварца. Можно предполагать, что выветри-

вание только резко выявило реликтовую полосчатость, незаметную в свежих рудах.

Брекчиевидные текстуры в скарнах наблюдаются очень часто, но генетически они различны. В музее Кабинета рудных месторождений Томского политехнического института имеется глыба скарна с Ольховского золоторудного месторождения в Восточном Саяне, в которой скарнирование поразило уже разбитые породы. Можно думать, что в данном случае зона раздробления не только вызывала усиленную циркуляцию летучих, но и более интенсивный прогрев. Такого же генетического типа брекчиевидные текстуры отмечает М. А. Усов [46, с. 57] для скарнов Тельбесского месторождения. Быть может, к такого рода брекчиевидным текстурам следует относить руды горы Благодать. На фотографии, приведенной Богдановичем [8, с. 105], ясно видно разъедание обломков щелочного полевого шпата магнетитом. Значительно позже Е. Г. Баградуни, не указывая на брекчиевидную текстуру опесневших руд, довольно убедительно доказал принадлежность щелочного полевого шпата и магнетита к различным эпохам минерализации и замещение первого последним [3], на что указывал и Богданович.

Возможны брекчиевидные текстуры в скарнах, обусловленные подвижками, происшедшими внутри процесса скарнирования или даже в конце его. В литературе имеются указания Бейшлага [71, с. 377] на случай цементации разбитых скарнов магнетитом. Наконец, в литературе можно найти многочисленные указания на залечивание сульфидами разбитых скарнов. В большинстве случаев эти текстуры несут узоры необычайно резко выраженных пересечений. В пересечениях кроме колчеданов участвуют кварц, эпидот и карбонаты. Пересечение силикатовых скарнов или магнетитов жилками колчеданов часто создает эффективные так называемые штоковые, или сетчатые, текстуры. На рис. 10 изображена сетчатая текстура в магнетитовых рудах горы Гранатовой Ирбинского железорудного месторождения.

Друзовые текстуры распространены в скарнах, но о них упоминают хотя и часто, но только вскользь. Бек [68, с. 100] в качестве доказательства изменения объема при метасоматозе приводит данные о наличии кавернозных и друзовых текстур в пироксен-гранатовых породах. Богданович [8, с. 109] описывает друзы крупных кристаллов магнетита в массе плотного магнитного железняка из месторождения горы Благодать. Эммонс [65, с. 50] отмечает наличие пустот в контактовых рудах, «в которых видны хорошо образованные кристаллы тяжелых силикатов», но он считает, что эти пустоты возникают в результате выщелачивания кальцита. Пустоты в гранатовом скарне «корковой» текстуры отмечают Хесс и Ларсен [57, с. 46], считая, что «объем образовавшегося граната был меньше, чем кальцита». Пустоты, по их данным, можно считать обычным явлением для тактитов; они «могут быть усажены кристаллами кварца в фут длиной; в некоторых случаях эти полости достигают такой величины, что позволяют человеку входить, не сгибаясь, и бывают усажены многочисленными кристаллами кварца» [57, с. 13, 14]. М. А. Усов [47, с. 35] отмечает друзы граната и кристаллизацию его в пустотах магнетитовых скарнов Тельбесского месторождения. В. Линдгрэн, до послед-



Рис. 9. Полосчатая структура в светлых скарнах, возникших за счет мергелистых известняков; черные точки и скопления — сульфиды. Рудник Юлия, Хакасия. Нат. вел. Рис. Чернавиной.

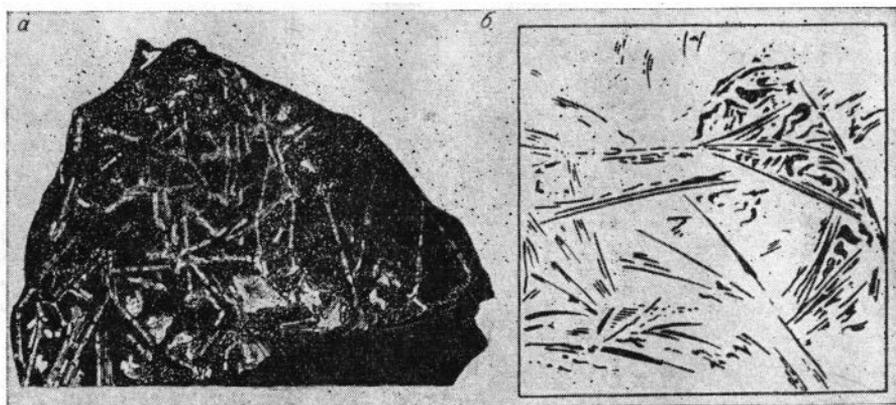


Рис. 10. Сетчатые текстуры в магнетитовых скарнах.

а — гора Гранатовая, Ирбинское месторождение В. Саян (по А. И. Александрову). Белое — сульфиды; б — сетка сульфидов в магнетитовой породе. Ирба, гора Гранатовая. Нат. вел. Рис. Чернавиной.

него времени сохранивший [94, с. 709] выдвинутую им прежде формулу о том, что объем замещающего минерала равен объему замещаемого [93, с. 529], все же фиксирует развитие в скарнах друзовых текстур и «жеодовых пустот». Ю. А. Кузнецов пишет о друзовых текстурах в магнетитовых рудах Абаканского месторождения [27, с. 50], где пирит выполняет эти пустоты «или сетчатые магнетит ясными жилками». Н. А. Батов [5, с. 35] описывает друзовые пустоты в гранатовых скарнах Шерегешевского месторождения, заполненные кальцитом и лучистым амфиболом. По-видимому, в скарнах магнетитовых руд Горной Шории должны встречаться хорошо развитые друзовые текстуры, так как из этих месторождений вывозились прекрасные кристаллы магнетита, достигавшие 30 см в поперечнике *. Слабое развитие друзовых структур для магнетитовых руд Ирбинского месторождения отметил А. И. Александров, высказавший предположение о возможно большей скорости растворения вещества, чем его отложения. Весьма возможно, что в процессе метасоматоза растворение пород не достигает столь значительных размеров, чтобы можно было бы считать принципиальным вопрос об изменении объема

при замещении пород, но наличие друзовых пустот в скарнах, частое их залечивание низкотемпературными, особенно карбонатными, растворами вызывает сомнение в правильности формулы В. Линдгрена. Объем растворенной породы в некоторых отдельных участках может оказаться больше, чем то количество минерального вещества, которое смогут отложить эманации. Поэтому понятны столь частые находки в скарнах хорошо развитых кристаллографических ограничений у силикатов (рис. 11). Можно утверждать, что очень часто, если не обязательно, к моменту миграции растворов сульф-

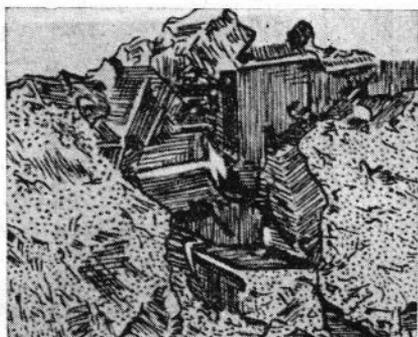


Рис. 11. Друзовые пустоты в гранатовом скарне. Туим, Хакасия. Нат. вел. Рис. Чернавиной.

* Одна из друз хранится в Музее геологоразведочного факультета Томского политехнического института.

фидной фазы скарнированные породы представляют собой довольно пористые и доступные для проникновения образования.

Шаровые текстуры классически развиты в скарнах Кампиглия Маритима в Тоскане, где лучисто-концентрические скопления темного содержащего марганец железо-известкового пироксена изменяются по величине от «микроскопических размеров до 2—3 м в диаметре» [8, с. 236]. Подобные текстуры характерны для геденбергитовых скарнов Тетюхэ (рис. 12).

Шестоватые текстуры со склонностью индивидов к лучистому расположению (рис. 13) наблюдались нами в рудах магнезиоферритов района Н. Тунгуски [63, с. 4]. Шестоватые агрегаты магнезиоферрита располагаются перпендикулярно заланду залежи, и, таким образом, характер их проявления связан с положением охлаждающей поверхности. Нам кажется, что генетически совершенно однородными с ними следует считать оолитовые текстуры, столь прекрасно развитые в магнетитовых рудах Ангаро-Илимских месторождений [38]. Здесь наблюдаются текстуры, близко напоминающие оолитовые по величине шаровых стяжений и их форме. Но в общем случае величина оолитовых стяжений варьирует; иногда они достигают размеров, измеряемых сантиметрами и десятками сантиметров. Кроме того, иногда изменяется и форма стяжений (рис. 14), которые порой ограничиваются плоскими или приближающимися к плоским поверхностями. Исследование сплошных магнетитов из Игирминского месторождения показало, что они состоят из магнетита радиально-лучистой текстуры. Можно думать, что развитие шаровых, радиально-лучистых и оолитоподобных текстур характеризует кристаллизацию в стесненных условиях — при быстром падении температур. Это предположение подтверждается фацией интрузивных пород перечисленных месторождений, в которых они представлены трахитами, кварцевыми порфирами, андезитами и траппами. По-видимому, описанные текстуры особенно охотно развиваются в условиях поверхност-

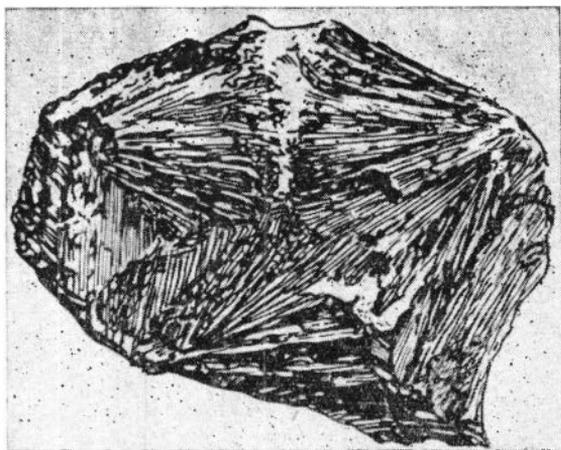


Рис. 12. Радиально-лучистая текстура геденбергитового скарна из месторождения Тетюхэ. По границам радиально-лучистых агрегатов геденбергита проникает кварц с медным колчеданом. 1/2 нат. вел. Рис. Чернавиной.

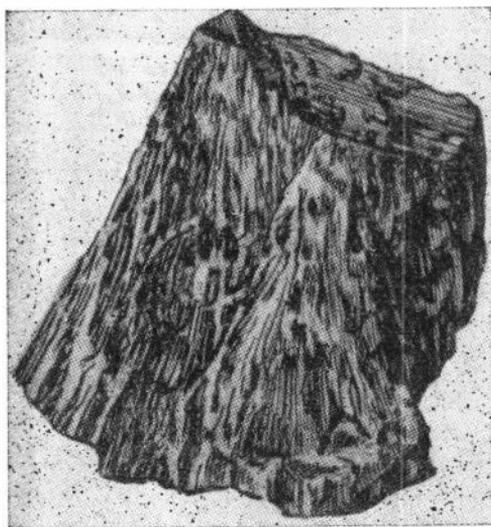


Рис. 13. Лучистая текстура в магнезиоферрите. Девакитское месторождение, Н. Тунгуска. 1/2 нат. вел.

Кроме того, иногда изменяется и форма стяжений (рис. 14), которые порой ограничиваются плоскими или приближающимися к плоским поверхностями. Исследование сплошных магнетитов из Игирминского месторождения показало, что они состоят из магнетита радиально-лучистой текстуры. Можно думать, что развитие шаровых, радиально-лучистых и оолитоподобных текстур характеризует кристаллизацию в стесненных условиях — при быстром падении температур. Это предположение подтверждается фацией интрузивных пород перечисленных месторождений, в которых они представлены трахитами, кварцевыми порфирами, андезитами и траппами. По-видимому, описанные текстуры особенно охотно развиваются в условиях поверхност-



ной, почти эффузивной, фации. Что же касается изменения кривых поверхностей стяжений, то, как в свое время показал Б. Попов [35], такие плоские поверхности появляются у воз-

Рис. 14. Магнетитовая руда «оолитовой» текстуры. Игирминское месторождение, Ангаро-Илимский район. Нат. вел. Рис. Чернавиной.

никающих почти одновременно сферолитов при пересечении в процессе роста их шаровых поверхностей. К этой же группе текстур следует отнести полосчатые метакolloидные текстуры, описанные в [88а].

2. Формы скарновых залежей

Образование скарнов в период падения температур в прогретых породах, поступление эманаций из более глубоких горизонтов, чем место скарнообразования, а также движение их в области прогретых пород, исключают необходимость обязательной непосредственной связи скарнов с границей, отделяющей интрузивное тело от вмещающих пород. В общем случае ареной скарнообразования является вся масса прогретых интрузивных пород, в пределах которой их распределение обусловлено особенностями состава и структуры этих образований, а также физическими свойствами, которые влияют на тепловой режим в контакте и на степень проводимости летучих прогретыми породами. В этот же комплекс прогретых пород может входить раскристаллизованная периферическая часть интрузива. Это положение вполне отвечает фактическому материалу, на основании которого Бейшлаг, Фогт и Круш отнесли к контактовым только месторождения, проявляющиеся «внутри контактового ореола, окружающего застывшие эруптивные массы» [71, с. 348].

Фактический материал, действительно, показывает, что скарны большей частью располагаются внутри контактового ореола, но при этом следует еще раз подчеркнуть, что они не опоясывают, как горнфельзы, интрузивное тело сплошным кольцом*. Их развитие всегда локально. Они возникают там, где имело место движение эманаций, и поэтому можно говорить о форме скарновых залежей. На рис. 15 видно локальное распределение скарнов, приуроченных главным образом к линии контакта интрузивной породы с известняками. Тем не менее контакт является в общем случае лишь одним из структурных элементов, которому может следовать движение эманаций.

Формы скарновых залежей слабо изучены, так как обыкновенно картированию подвергаются только те участки скарнов, которые представляют интерес с точки зрения промышленного их значения. Часто истинные геологические границы распространения скарнирования мало интересуют геологов, и они заменяются экономическими контурами. На приведенной схеме рис. 15 магнетитовые тела, являясь, с одной стороны, скарнами, а с другой — рудами, ограничены, несомненно, эконо-

* Хесс и Ларсен [57, с. 9] отмечают, что скарнирование не распространяется равномерно в интрузивном контакте; отдельные глыбы известняка могут быть полностью погружены в интрузивную породу при незначительном их изменении. «Движение растворов отчетливо является главнейшим фактором, определяющим распространность месторождений» [57, с. 16].

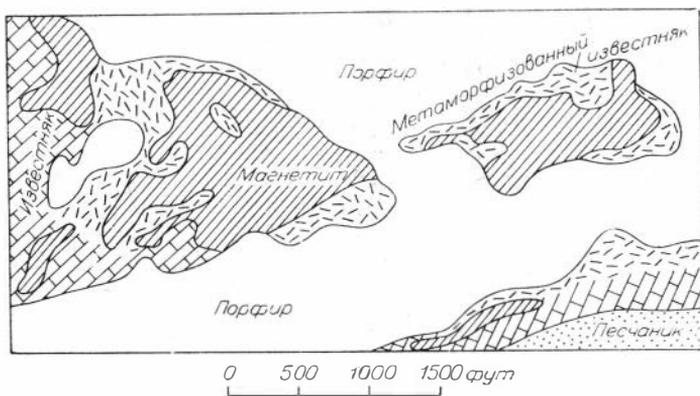


Рис. 15. План магнетитовых залежей в известняках месторождений Айрон Монтэн (по Лейту и Хардеру; Линдгрону).

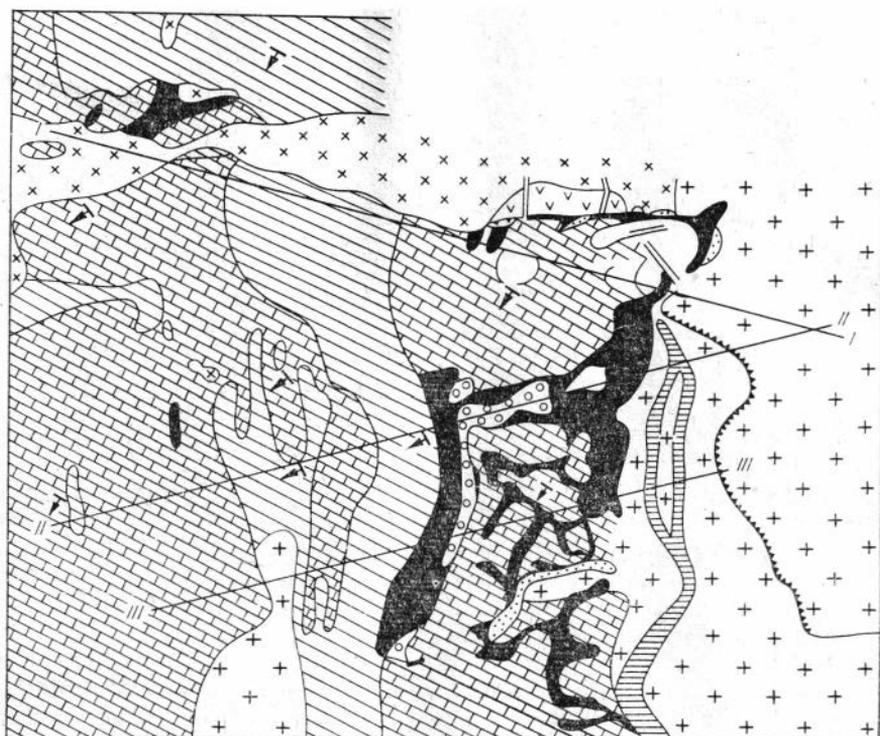
мическими контурами. Можно было бы на основании составленной схемы говорить о столбах магнетитовых руд в скарновых залежах. Объединяя в одно тело скарны и магнетиты, мы могли бы сделать вывод, что в этом случае скарны залегают в виде плоских залежей, приуроченных к пологой кровле порфиров с известняками, и там, где эрозия хорошо обнажила интрузив, на его поверхности сохраняются плоские нашлапки скарновых пород. Вообще, следовало бы рекомендовать при всех построениях, ведущихся для оценки интенсивности минерализации (обширности тел и их размеров) или при ее использовании в качестве постулата к этому, пользоваться геологическими, а не экономическими контурами. В частности, с этих позиций, по нашему мнению, следует оценивать распространенность столбов магнетитовых руд по падению (если нет деформационных перерывов между временем образования магнетита и силикатов скарна)*.

Вопрос о причинах приуроченности скарнов к тем или иным участкам контакта или другим структурным элементам изучен слабо. Лучшее всего известны формы залегания магнетитовых скарнов, которые, о чем было сказано выше, не всегда можно рассматривать как самостоятельные структурные единицы. На основании имеющегося материала можно выделить два типа форм скарновых залежей: а) формы неопределенных очертаний и б) пластообразные залежи.

Формы неопределенных очертаний в виде штоков, гнезд и залежей особенно характерны для случаев развития скарнов в известняках. Но при этом следует отметить, что в большинстве случаев и здесь можно подметить некоторые закономерности в их расположении, обыкновенно подчиненном структурным элементам известняков и форме контакта, как структурной единице. Часто неправильной формы залежи бывают сопряжены с пластообразными (рис. 16, 17).

Пластообразные формы залежей очень распространены, и не исключена такая возможность, что многие залежи — неопределенных очертаний, при исследовании форма их будет уточнена более определенно. Пластообразную форму скарнов на руднике Юлия и магнетитовых залежей горы Железной в Ирбинском месторождении отмечали выше. Полосчатые текстуры больше свойственны скарнам именно таких залежей. Пластообразное строение магнитных железняков характерно и для северных тел Абаканского месторождения [27, с. 56—58], где один из «штоков» получил даже название Абаканской Благодати, по-видимому, по сходству морфологических черт. Пластообразная форма залежей горы Благо-

* Имеются в виду распространенные эмпирические методы оценки длины тела по падению из представления о размерах его по простиранию.



Разрез по линии I-I

Разрез по линии II-II

Разрез по линии III-III

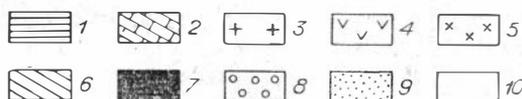


Рис. 16. Геологическая схема Лянгарского месторождения (по Х. М. Абдуллаеву).

1 — кристаллические сланцы; 2 — мраморы; 3 — адамеллит; 4 — тоналит; 5 — аплит—гранит; 6 — известково-силикатовые роговики; 7 — тактиты; 8 — кварц-пироксеновый скарн; 9 — кварц прикон; 10 — отвал.

дать и горы Высокой на Урале одно время склоняла геологов к отнесению их к группе магматических инъекционных месторождений [33, с. 67—71], хотя подобные пластообразные залежи наблюдаются и на горе Магнитной, месторождения которой единодушно считаются контактными. Интересно отметить, что пластообразная форма залежей характерна глав-

ным образом для тех случаев, когда контактовый ореол интрузива представлен сложным комплексом переслаивающихся пород, где известняки редко играют значительную роль. Хорошей иллюстрацией пластообразной формы скарновых залежей может служить рис. 18, из которого видно, что «пласты» скарнов развиваются избирательно, следуя за наслоением замещаемых пород.

Таким образом, пластообразные формы скарновых залежей, как и полосчатые текстуры, следует считать реликтовыми, возникающими в условиях избирательного замещения пород циркулирующими в них растворами. По-видимому, в этих случаях избирательный характер имеет и направление движения растворов. Нам кажется, что в направлении циркуляции этих растворов главную роль играет не состав пород, а их контакт; замещению же подвергаются наиболее податливые в этом отношении члены контакта. Именно поэтому мы наблюдаем гораздо чаще пластообразные формы залежей в труднорастворимых резко слоистых породах, чем среди массивных известняков. С этим вполне согласуются указания И. Г. Магакьяна на то, что в месторождении Такфон пластообразные залежи скарнов развиваются на границе сланцев с известняками [30, с. 70]. Интересный, но довольно сложный случай избирательного замещения описал В. А. Кузнецов [25] для месторождения Киялых-Узень в Хакасии.

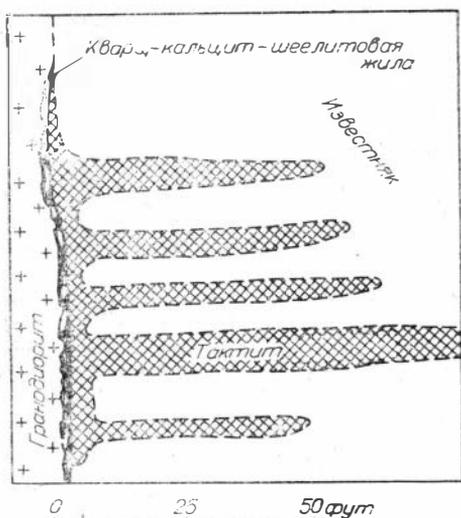


Рис. 17. Вертикальный разрез через контактовую зону у главной штольни месторождения Зоммерфельд (по Хессу).

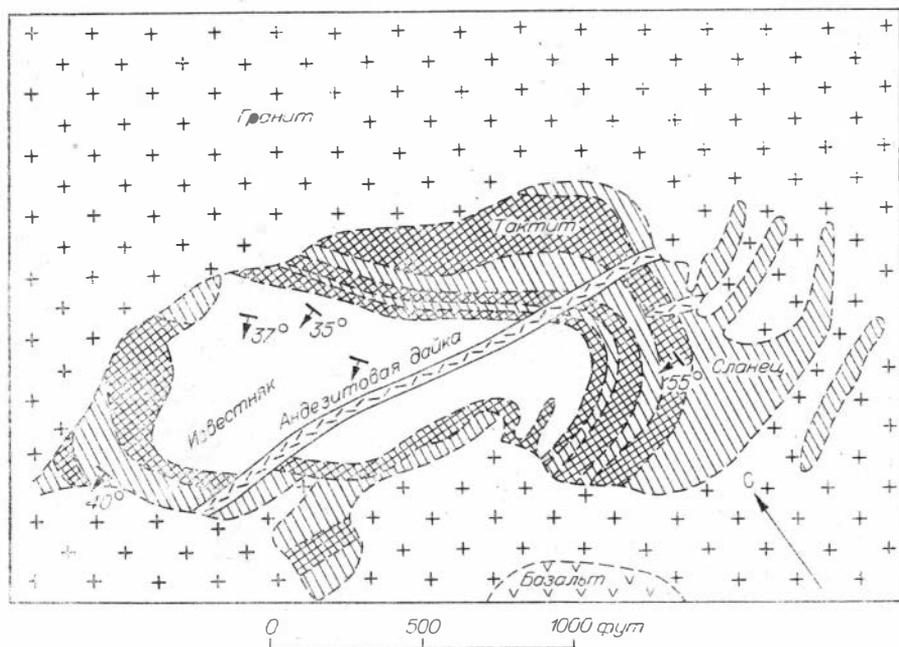


Рис. 18. Схематическая геологическая карта района вольфрамового рудника в Калифорнии (по Хессу).

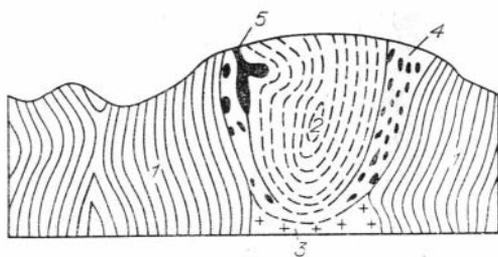


Рис. 19. Разрез через мульду известняков в Банате, у шахты Паулюса (по Беку).

1 — слюдяные сланцы; 2 — кристаллические известняки; 3 — банатит; 4 — гранатовый скарн; 5 — магнитный железняк.

структуры очень близко напоминает форму залежи, изображенную на рис. 17, если последнюю повернуть так, чтобы контакт гранодиорита с известняками стал горизонтальным.

Избирательное замещение в контактовых месторождениях было давно подмечено геологами. Так, еще Бек [68, с. 103—113] привел ряд случаев избирательного замещения, правда, не подчеркнув, что оруденение развивается на границе известняков и слюдяных сланцев, хотя на приведенном им рисунке это отчетливо наблюдается (рис. 19). Плитобразную форму многих медных контактовых месторождений отметил В. Линдгрэн [34, с. 717]. Многочисленные примеры пластообразных форм скарновых залежей можно найти и у советских геологов; часть из них нами использована в этой работе. Но теоретическое обоснование этого процесса мы находим лишь у Бэна [67], который избирательное замещение ставит в связь с механической проницаемостью породы — с ее большей или меньшей пористостью. По его мнению, метасоматоз проявляется особенно интенсивно в частях пород с наиболее узкими капиллярными порами. Оптимальная ширина пор колеблется, для H_2O , $BaCl_2$, Na_2SO_4 , $CaCO_3$ она примерно равна 30 Å. Избирательное замещение в той или иной степени зависит, вероятно, от трещиноватости и пористости пород. Возможно, что изменение пористости пород может вызвать изменение их газопроницаемости, которая, естественно, должна быть неодинаковой при разных температурных условиях и у различных по структуре и составу пород. Нам думается, что эта сторона вопроса до сих пор не освещена, и почти совсем выпала из поля зрения исследователей, особенно экспериментаторов*.

3. Структуры полей скарновых залежей

Структура рудного поля, в нашем понимании, определяется пространственным расположением рудных тел относительно структурных элементов вмещающих пород. Поэтому в данном случае мы и будем рассматривать пространственное расположение скарновых залежей относительно структурных элементов вмещающих их пород. Понятие о структуре рудного поля (его содержании) в современной литературе оформилось недостаточно четко; предложенные определения [22, 43] или неопределенны или ограничивают содержание понятия. Предлагаемая нами формулировка может быть распространена на месторождения любого генезиса, как экзо-, так и эндогенного происхождения, чего не хватает в

* На эту тему написана статья К. А. Маккея («Econ. Geol.», 1946, № 1), которую я не смог использовать в настоящей работе. (См. поровые растворы, с. 125). (Прим. ответ. ред.)

формуле рудного поля, данной М. М. Тетяевым [43, с. 3]; кроме того, она позволяет рассматривать сочетание рудных тел со структурными элементами любого происхождения, а не ограничивает их «совокупностью всевозможных нарушений», как это имеет место у В. М. Крейтера [22, 71].

Для того, чтобы установить специфические черты структуры рудного поля, необходимо знать формы рудных тел, структурные элементы вмещающих пород и выявить их связь как в пространстве, так и во времени. Выше мы рассмотрели основные черты форм скарновых залежей. При этом необходимо отметить, что в приведенном материале почти не рассмотрены живообразные секущие формы. Но нет оснований считать эти формы запрещенными для контактовых месторождений; наоборот, мы думаем, что в обстановке поверхностных неглубоких фаций, где легко и часто возникают разрывы и перемещения и где иногда развиваются и своеобразные скарны, можно было бы ожидать их появления, например, в форме жил замещения. К сожалению, в нашем распоряжении специальных исследований* по этому поводу не имеется. Можно допустить, что живообразные формы, обусловленные «дорудными» дизъюнктивами, являются малохарактерными для группы контактовых месторождений. Именно такое состояние изученности данной группы месторождений позволило М. А. Усову [48, с. 73] и другим геологам считать, что при образовании скарнов «эманации интрузий не имеют возможности пойти по резким трещинным зонам». Но если о формах, близко напоминающих трещинные жилы, сведений очень мало или они кажутся несущественными, то отрицать контроль дизъюнктивами процесса скарнирования не приходится. При этом следует отметить, что развитие скарновых пород вдоль зон разломов или других дизъюнктивов встречается сравнительно редко и особо характерно лишь для ограниченной группы южных месторождений, образующихся в обстановке резко выраженной очень неглубокой фации. Примером контроля дизъюнктивами скарнообразующих растворов могут служить рудные поля шеелитоносных скарнов (рис. 20) калифорнийских месторождений, недавно описанных Вильсоном [119а, с. 543]. Из рисунка видно, что дизъюнктивы контролируют общую минерализацию движущихся по ним растворов, а пласты известняков вызывают локальное обогащение скарнов шеелитом, иначе — столбообразование.

Пока главнейшими структурными элементами, направляющими движение терм в полях скарновых пород, являются контакт интрузивного тела с вмещающими породами и граница между отдельными членами пассивной толщи — чаще всего слоистость. Дизъюнктивные трещинные зоны как особо характерные структурные элементы для скарновых залежей встречаются гораздо реже. В чистом виде, таким образом, можно выделить три типа структур рудного поля: 1) структуры, обусловленные формой контакта; 2) структуры, обусловленные избирательным замещением и 3) структуры, обусловленные формой дизъюнктива.

На рис. 15 в качестве примера приведено рудное поле со структурой первого типа. Наиболее резко выраженные структуры этого характера встречаются в условиях контакта интрузивных тел с известняками и особенно в участках пологой кровли интрузивного тела, вскрывающегося эрозией. В этих случаях скарновые залежи неопределенных очертаний залегают полого и достигают значительной мощности. На поверхности вскрытого эрозией интрузивного тела сохраняются участки — островки кровли, которые могут оказаться сложенными нацело скарнированными породами. Именно такой случай изображен Хессом [57, с. 38] на

* Вопрос о причинах и условиях развития разного типа жил позже обстоятельно рассмотрел Ф. Н. Шаховым в книге «Геология жильных месторождений». М., «Наука», 1964 (Прим. ред.)

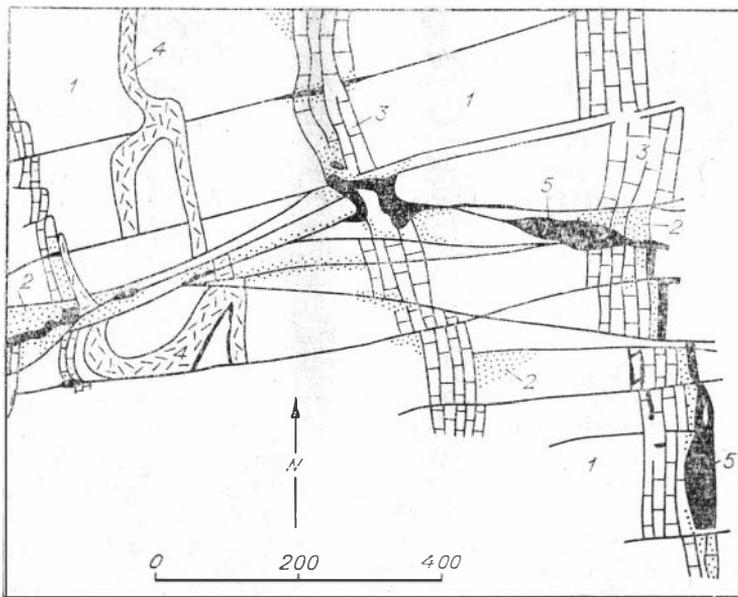


Рис. 20. Расположение рудных тел в месторождении (по Вильсону).
 1 — горнфельзы; 2 — тактиты; 3 — известняк; 4 — кварцевые диориты;
 5 — шеелитонесные скарны.

рис. 21. Такого же примерно характера образования мне удалось наблюдать в районе меднорудных месторождений Карышевской группы в Хакасии.

Структуры рудных полей, обусловленные избирательным замещением, нередко встречаются в чистом виде и характерны для условий, где пассивная толща состоит из пород различного состава. К такому типу структур следует отнести структуру рудного поля района Милл-Сити в Неваде (рис. 22). Главными породами, слагающими пассивную толщу, являются роговики, сланцы и кварциты. Среди этих пород встречаются тонкие прослои известняков. Хесс и Ларсен считают, что пластообразные массы гранатовых скарнов образовались в месторождениях этого района в результате избирательного замещения эманациями известняков.

Однако далеко не всегда избирательному замещению подвергаются известьсодержащие породы. На Абаканском месторождении пластообразной формы залежи развиваются вследствие избирательного замещения горизонта «яснослоистых туфовых песчаников» [27, с. 58], залегающих среди кембрийских порфиритов. В Дашкесанском месторождении пластообразные залежи магнетитовых и гранатовых скарнов залегают среди горизонтальных наслоений туфов и порфиритов [34, с. 38]. Мы думаем, таков же генезис и структуры рудного поля горы Благодать, где

пачки пластообразных магнетитовых залежей, по-видимому, усложнены пострудными нарушениями (рис. 23). Если бы слить в один контур на приведенном разрезе скарны и магнетитовые руды, то, видимо, можно было бы наблюдать узор, который в больших размерах изобразит то, что мы назвали полосчатой текстурой.

Не всегда, даже в известняках, структура рудного

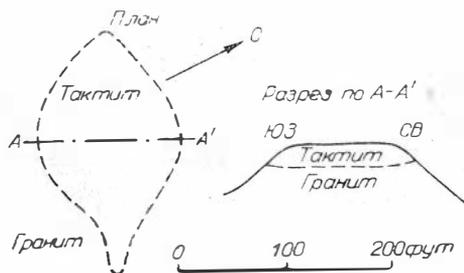


Рис. 21. Тело тактита в районе Невада (по Хессу).

поля выдержанна. Часто в одном рудном поле наблюдаются неопределенной формы залежи, приуроченные к границам контакта, и пластообразные залежи, наблюдающиеся как вблизи контакта, так и вдали от него. Возникает, таким образом, необходимость говорить о структурах полей смешанного типа. Такой случай можно иллюстрировать схемой геологического строения района месторождения Зоммерфельд в Неваде (см. рис. 17, 24), где вмещающие гранодиорит породы представляют «мощную серию известняков, перекрытых и подстилаемых темными сланцами, роговиками и тонкослоистыми кварцитами» [57, с. 35]. Еще более характерным для данного случая является рудное поле горы Высокой, где, как это можно усмотреть из рис. 25,

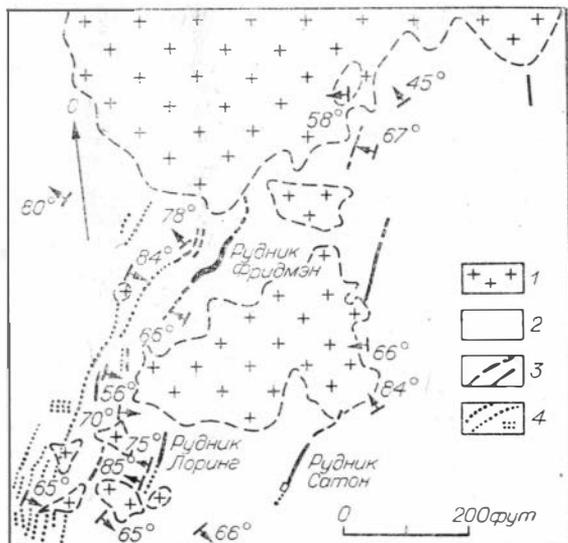


Рис. 22. Схематическая геологическая карта вольфрамоносного района Милл-Сити в Неваде (по Хессу).

1 — гранодиориты; 2 — роговики; 3 — тела тактитов; 4 — прослойки мраморов.

плитообразные тела почти исключительно приурочены к участкам туфов, а неправильной формы залежи магнитного железняка в скарнах, также неопределенной формы, тяготеют к известнякам и местами явно образуются за их счет.

Скарны, развивающиеся вдоль тектонических зон, необычайно характерны для группы месторождений, богатых сложными по составу сульфидными залежами и резким проявлением телескопирования. Эти месторождения большей частью юны по возрасту в обстановке «ультрагипабиссальной» или даже эффузивной фации. Источником эманаций в данном случае часто являются не вскрытые эрозией, но неглубоко залегающие плутоны. Скарны не бывают обильными, иногда они отличаются специфическим составом; часто встречаются геденбергит-ильваитовые скарны. Сульфидные стадии минерализации здесь иногда развиты сильнее, чем процесс скарнообразования. Тогда в рудном поле можно обнаружить переходы от скарновых руд к нормальным сливным колчеданным рудам, которые обыкновенно относят к группе метасоматических месторождений. К метасоматическим месторождениям переходного типа также следует отнести описанное Шаховым Коргонское железорудное месторождение [60]. В нем магнетито-гематитовые руды образовались, наложившись на контактово-метаморфизованные породы вдоль зоны нарушения. Нормальная стадия скарнирования здесь заменена развитием магнетита, кварца, серицита и хлорита. По-видимому, контакт был недостаточно прогрет для образования нормальных силикатов [60, с. 311] *.

* Несомненно, к переходным образованиям следует отнести месторождение Майнских серноколчеданных руд в Западном Саяне, которые были описаны И. К. Баженовым («Изв. С.О.ГФ», 1924, т. IV, ч. 1) и М. Е. Некипеловым («Материалы по геол. Зап.-Сиб. края», 1934, вып. 16). В этом рудном поле силикатовые скарновые минералы распространены очень незначительно, и только кое-где в лежачем боку мощной серноколчеданной залежи встречаются заметные скопления оригинальной «бостонитовой» структуры (тонкопластинчатой) магнитного железняка, возможно, мушкетовита. К сожалению, структура рудного поля неясна, как неясна и связь месторождения с Майнским гранодиоритом, которая при условии контроля оруденения нарушением, захватившим гранодиоритовый массив, может оказаться только формальной.

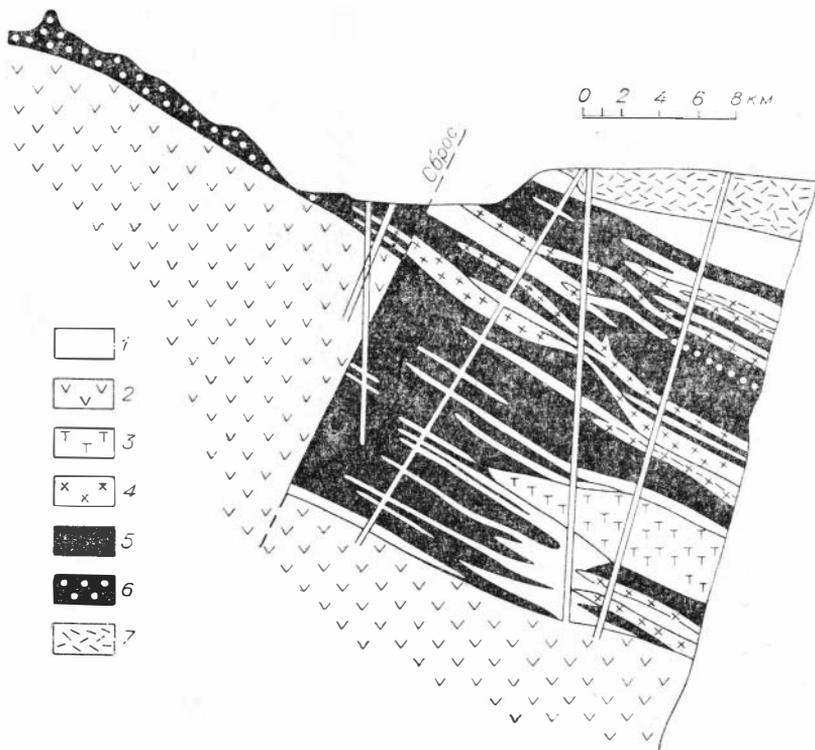


Рис. 23. Геологический разрез горы Благодать (по В. М. Дервиз, [14, 19]).
 1 — метаморфизованная туфосланцевая толща; 2 — порфиры лежачего бока, превращенные в эпидот-гранатовые породы; 3 — порфиры, переслаивающиеся с туфосланцевой толщей, а также залегающие в ней в виде интрузивных залежей и жил (частично превращенные в эпидот-гранатовые породы); 4 — сиенитовые порфиры;
 5 — магнитный железняк; 6 — ослонная руда; 7 — элювий и элювий.

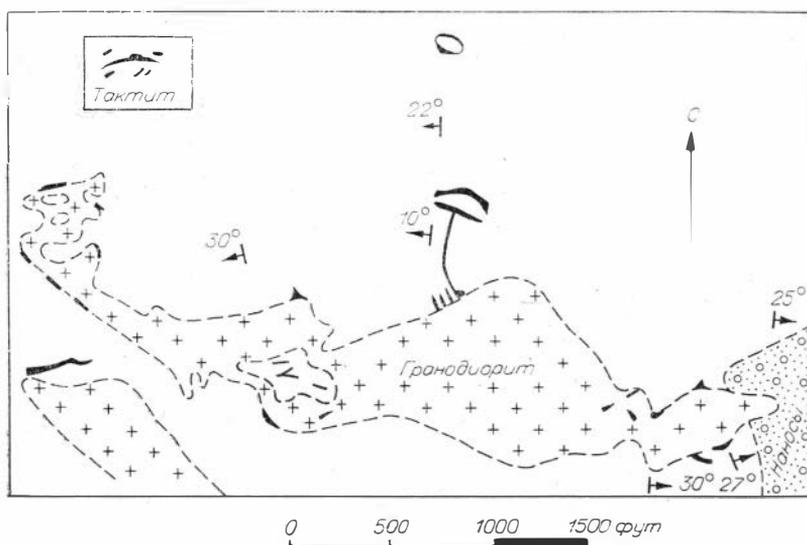


Рис. 24. Геологическая карта района месторождения Зоммерфельд в Неваде (по Хессу).

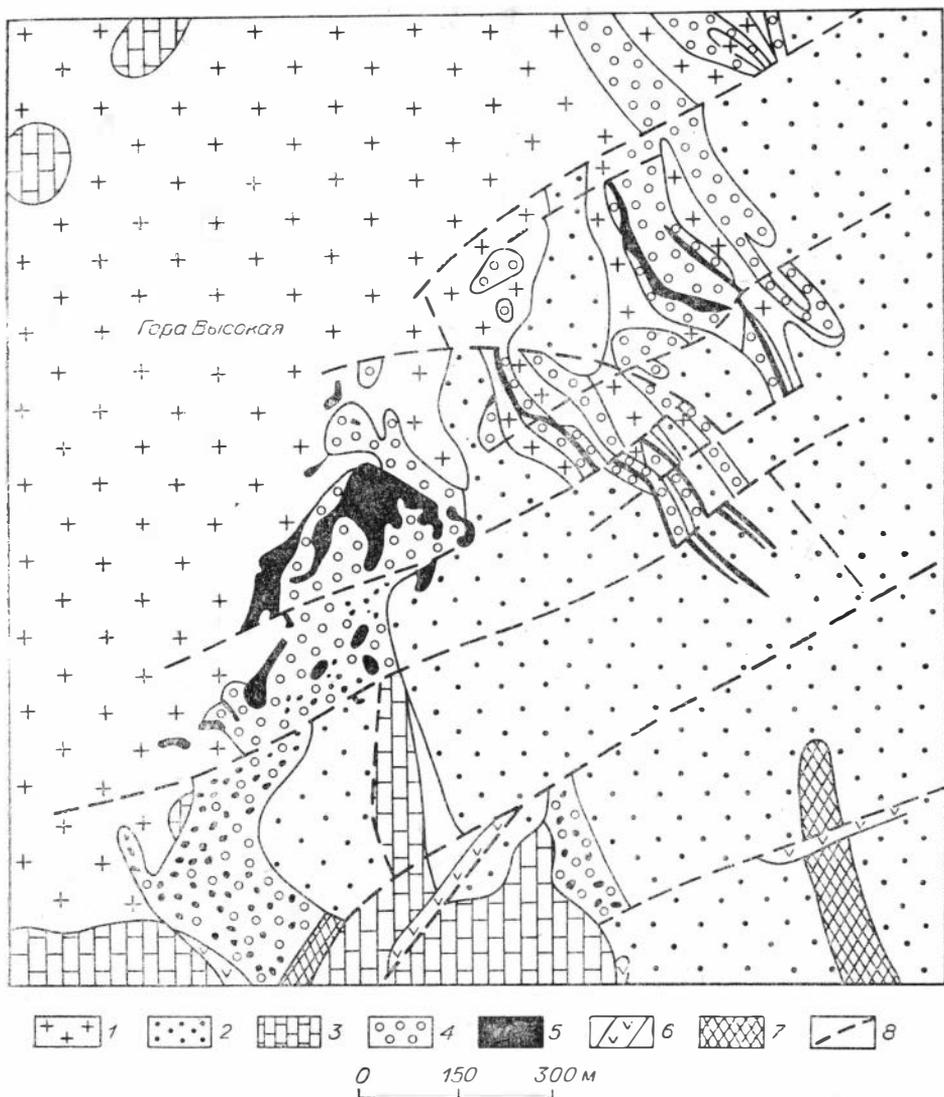


Рис. 25. Геологическая карта горы Высокой [11, 55].

1 — сиениты; 2 — туфы; 3 — известняки; 4 — скарны; 5 — руды; 6 — авгитовый порфирит; 7 — бурые железняки; 8 — сбросы.

Типичным примером таких структур может служить охарактеризованное Луглиным поле месторождений Магдалена в Мексике [95, с. 687]. Скарновые залежи в нем — тактиты (андрадито-геденбергитовые скарны) — развиваются вдоль зон нарушения над участками не вскрытых интрузивов. Возникновению скарнов — тактитов — предшествует дополнительная инъекция лампрофиров, видимо, сопровождавшаяся увеличением прогрева рудного поля. Прогрев, вероятно, не был значителен и распространялся вдоль особо благоприятных участков тектонических зон, так как тактиты в поле Магдалена поражают только те участки зоны нарушения, где ее пересекают поперечные сбросы (к таким участкам приурочены и вскрытые эрозией интрузивные тела). К этому типу следует отнести, как нам кажется, структуры рудного поля месторождения Тетюхэ [28, 37] и Ак-Тюс [45], т. к. в его рудах И. С. Волюнский [9]

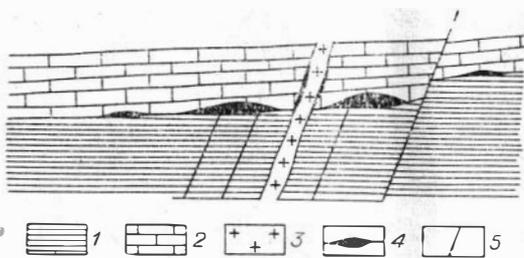


Рис. 26. Схема строения месторождения Дагоны-Дерваза (по Магакьяну).

1 — сланцы; 2 — известняки; 3 — гранодиориты; 4 — арсенипиритовые залежи и жилы; 5 — сброс.

отмечает гранат. Впрочем, последнее месторождение явно следует рассматривать как переходное к метасоматическому. Вообще, нужно отметить, что пространственные связи скарнов с метасоматическими месторождениями характерны для полей, где прогрев был незначительным. При этом небольшие линзы скарнов пространственно бывают приурочены к участкам максимального прогрева. Это положение можно проиллюстрировать рис. 26, на котором небольшие линзочки скарновых руд, по данным ав-

тора, приурочены к контакту дайки с известняком, а сливные сульфидные руды располагаются по структурам наложения известняков со сланцами.

Структуры рудных полей последнего типа могут быть самыми сложными, так как в них движение эманаций может контролироваться всеми типами структурных элементов. Здесь же в пределах рудного тела могут особенно часто размещаться месторождения иных генетических типов.

К сожалению, структуры полей именно этого типа месторождений очень слабо исследованы.

Чтобы из приведенной краткой характеристики основных типов структур скарновых полей не возникало упрощенных представлений и выводов, необходимо отметить, что нами были охарактеризованы лишь оптимальные условия для возникновения типичных структур. В каждом отдельном случае они могут быть затемнены и осложнены рядом факторов, которые необходимо рассмотреть.

В настоящий момент еще не определились резкие границы для условий, препятствующих возникновению охарактеризованных типов структур. Поэтому не исключена возможность обнаружения структур рудных полей сложных смешанных или переходных типов. Следует указать, что чем ближе рудное поле к поверхности, тем могут быть более сложны структуры. Именно в такой зависимости от фации может стоять вопрос о развитии в данном скарновом поле месторождений, генетически связанных с этим же вулканическим процессом, но относящихся к другому генетическому виду (жилы и метасоматические залежи).

Дизъюнктивные нарушения в большинстве случаев неоднократно возникают в поле сформированных скарнов и поражают их еще в периоды становления вулканического процесса. Мы уже не говорим о том, что древние скарновые залежи, могут, как всякие породы, подвергаться различного типа деформациям, связанным с нарушениями более молодых фаз тектогенеза. Часто генетически родственные скарнам дизъюнктивы вызывают лишь механические перемещения (см. рис. 25, 26), но особенно ранние из них могут оказаться путями для дополнительных инъекций. Ни в одном типе месторождений так не распространены секущие дайки, как в скарновых залежах. Эти дайки не только нарушают механически структуру рудного поля, но сопровождаются, как правило, дополнительной минерализацией, осложняющей исследование структур. Иногда с ними связывают даже скарнообразование, правда, чаще считая его вторичным.

Роль даек в структуре и генезисе рудного поля настолько велика, что разбору этих образований мы отводим самостоятельный раздел.

4. Дайки

В предыдущей главе мы пришли к заключению, что эманации, создающие скарны, идут снизу, что источниками их могут быть участки концентрации остаточных расплавов, зоны ассимиляции и, наконец, в условиях глубоких фаций (образования автохтонных интрузий) не исключается возможность подъема летучих из больших глубин. Конечно, можно считать естественным, что в ассимиляционных очагах накопления летучих могут возникнуть сходные со скарнами минералы (при кристаллизации расплава на месте его образования), но размеры этой минерализации по сравнению с нормальными полями скарновых пород, видимо, очень скромные. Скарны, как правило, возникают из растворов, пришедших снизу, или, как сказал Спэрр, «оттуда же, откуда появились дополнительные инъекции». Так как источники эманаций различны, должны быть различными и источники дополнительных инъекций.

В поле развития скарнов приходится действительно наблюдать большое разнообразие дайковых пород. Пегматиты или аплиты, которые явно поступают на поверхность из участков концентрации остаточных расплавов, встречаются реже других типов. Так как степень дифференциации остаточного расплава к моменту инъекции может быть различной, то дайки лейкократовых пород типа фельзитов, порфиров, гранит-порфиров можно рассматривать как дериваты в различной степени дифференцированных остаточных магм. Эти породы наблюдаются гораздо чаще аплитов и пегматитов. Но еще более распространены в полях контактовых месторождений дайки, сложенные породами основного состава. Лампрофиры, как и пегматиты, встречаются редко, но зато необычайно часто мы наблюдаем дайки диабазов, порфиритов, андезитов, которые, нам кажется, можно связывать с лампрофирами так же, как порфиры с аплитами. Еще Спэрр указал, что лампрофиры в их проявлении должно рассматривать совместно с дайками основных пород [112, с. 45], но он не поставил вопроса об их источнике. Анализ процесса скарнообразования приводит нас к необходимости связывать происхождение основных даек с очагами ассимиляционной деятельности интрузива*. В настоящей постановке вопрос нуждается в дополнительных исследованиях, так как если это положение правильно, то, как бы его подтверждая, в него укладываются многочисленные указания на исключительное развитие диабазовых даек в полях собственно скарновых залежей (магнетитовые месторождения Горной Шории) и сочетание их с дайками лейкократовых пород в контактовых месторождениях, где особенно бывает обильна фаза сульфидного оруденения. Прогретый контакт, таким образом, представляет собой ту большую «дорогу», на которую выходят из разных источников и в разное время различного состава эманации и внутри которой преимущественно разрешаются дополнительные инъекции магм различного состава из тех же очагов (сила инъекции этих магм, по-видимому, велика, и они не уходят далеко за пределы прогретых пород). Поэтому, по нашему мнению, не имеет смысла ставить вопрос об общем универсальном порядке возникновения даек различного состава и сопряжения их во времени с отдельными стадиями процесса минерализации. Множественность очагов, возникающих на разных глубинах от различных причин

* В этом отношении мы не можем не привести материалов Я. Д. Готмана («Изв. АН СССР», 1943, № 6), хотя они и появились гораздо позже, чем была написана настоящая глава. Автор пришел к выводу, что колчеданные линзы месторождений Ольгинского района (Приморье) и другие связаны с «гранитоидами третичного возраста», а дайки, распространенные в рудных полях этих месторождений, произошли из гибридных магм, возникших в результате глубинной ассимиляции, и из тех же очагов, что и сульфидные руды. По наблюдениям автора, если материнские массивы не содержат гибридных основных пород, то и дайки имеют состав анлитов и альбититов. Сульфидное оруденение сформировалось позже даек основного состава.

и в неодинаковое время, а также величина статической нагрузки (фа́ция интрузивов) и самого интрузива, обуславливают в каждом отдельном месторождении свои специфические черты. Дайки могут прерывать процесс неоднократно, проявляясь в различные по времени стадии минерализации и сменять друг друга в различной последовательности. По дайкам можно судить об их источнике (следовательно, предугадывать при поисках характер возможной минерализации) и с этой точки зрения они заслуживают большего, чем мы имеем, изучения. Развитие даек может служить одним из поисковых критериев.

Возникновение даек, несомненно, сопровождается всегда дополнительной минерализацией, на что указывается многими исследователями. Очень часто дайки предшествуют сульфидной минерализации. Кроме того, возникновение даек, как мы отмечали выше, сопровождается иногда дополнительным скарнированием. Небольшая мощность даек, невысокая температура их магм, особенно пегматитов, не дает возможности удовлетворительно объяснить скарнообразование даже в незначительном размере. Мы думаем, что инъекция даек отмечает моменты усиления вулканической деятельности, которые сопровождаются повышением температуры в породах контактах, в контактах даек, где обыкновенно развивается дополнительное скарнирование, повышенные температуры пород контактовой зоны сохраняются дольше и возможно, именно на этих участках прогрев и достигает максимальных величин. Поэтому каждая новая стадия минерализации, следующая за оживлением вулканического процесса, разрешающегося в частном случае дополнительной инъекцией, может начинаться с более высоких температур, чем конец предыдущей стадии. С этой точки зрения выделение Магакьяном [30, с. 77] в месторождениях скарнов Зеравшано-Гиссарской горной области трех стадий минерализации с самостоятельными интервалами температур можно рассматривать как естественное явление. По Магакьяну, первая стадия минерализации совершается в пределах температур от 800 до 100°, вторая от 400 до 100° и третья от 300 до 100°. Одинаковые конечные температуры во всех трех стадиях вызывают сомнение, так как для этого требуется, чтобы подновение вулканического процесса каждый раз точно отвечало моменту почти полного охлаждения горных пород до температуры их геотермического градиента. Принципиальные черты изменения температур минералообразования в пределах рудного поля контактового месторождения, учиты-

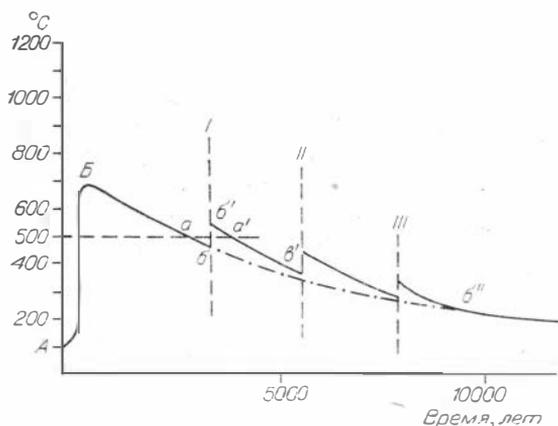


Рис. 27. Схема кривой охлаждения, показывающая изменение температурного режима в условиях образования контактового месторождения. I—I, II—II, III—III— перерывы; на участке bb'' штрихпунктиром показан нормальный ход кривой охлаждения при отсутствии перерывов.

вая моменты оживления вулканической деятельности и изменения в прогреве пород, можно видеть на схеме рис. 27, которой в принципе должна отвечать кривая охлаждения диаграмм Лейна и Шнейдерхена.

На рис. 27 на протяжении отрезка AB образуются горнфельзы. От точки B до пересечения кривых с абсциссой 500° (точки a и a') образуются скарны. Они могут, таким образом, появляться не в одну стадию: так, на отрезке времени ba можно также ожидать развития скарновых минералов, а на отрезке ab — появления высокотемпературных минералов сульфидной фазы, например, ше-

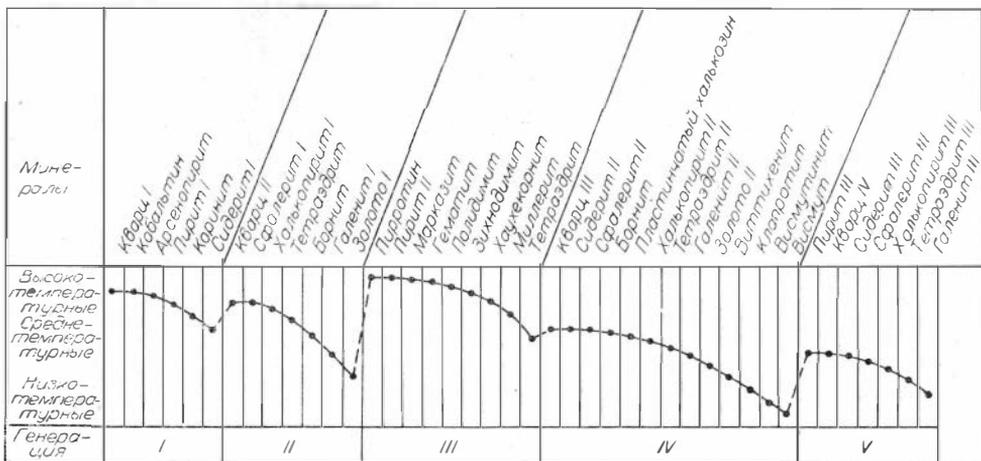


Рис. 28. Возрастной ряд сидеритовых жил Зигерлаанда, показывающий нормальную последовательность, отдельные повторения и реовенацию (по Шнейдерхену и Хюттенхайну).

элита. Этот тип диаграммы очень близко напоминает схему Шнейдерхена, представленную им для изображения порядка минералообразования термальных месторождений (рис. 28). Различие в схемах Шнейдерхена и предложенной нами заключается в том, что прерывистость процесса он не считает принципиальной. Можно предполагать, что каждое деформационное несогласие, отделяющее одну стадию минерализации от другой, обязательно сопровождается подогревом боковых пород и поэтому начальная температура каждой новой стадии должна быть выше конца предыдущей, если перерыв во времени был незначительным. В случае большого перерыва во времени может иметь место и обратное явление, так как за длительный срок породы контакта могут так остыть, что дополнительный прогрев не восстановит потерянного (только в редких случаях следующая стадия минерализации может начаться с температуры, точно отвечающей концу предыдущей). Конечно, не каждая трещина и не каждый перерыв на данном горизонте бывает «залечен» магмой дополнительных инъекций.

Кроме нормальных даек, генетически связанных с данным вулканическим процессом, в рудном поле часто наблюдаются древние дайки, возникшие раньше материнского плутона контактовых месторождений. Эти дайки подвергаются метаморфизму, часто избирательно скарнируются, но надежно отличить их от даек дополнительных инъекций можно, либо наблюдая в процессе региональной геологической съемки пространственные их ассоциации с различными формациями, интрузивами и толщами эффузивных пород, либо, что скорее, путем выявления их структурных отношений с интрузивом и породами контакта. На рис. 18 изображена древняя дайка, возраст которой определяется положением ее в остатке кровли, за пределы которой она не продолжается. В ряде случаев дайки избирательно скарнируются, даже залегая в известняках (если данная дайка древнее гранита, но не скарнируется, она кажется секущей по отношению к скарнам).

Если в рудном поле фиксируется несколько даже взаимопересекающихся генераций дайковых пород, возрастные их соотношения не всегда легко установить, рассматривая место пересечения. Узор пересечения не всегда может убеждать исследователя в порядке инъекции даек, так как он обычно сильно затушеван тем, что более молодая дайка иногда стремится обойти древнюю, как нежелательное препятствие. Даже секущие

формы даек в самом интрузивном теле подвергаются сомнению. Так, Г. Л. Пospelов для Уленьского рудного узла [36, с. 55] фиксирует многочисленные случаи «псевдопересечений» и «даек-ксеролитов», сохранившихся в интрузиве в результате «избирательного поглощения» магмой вмещающих эти дайки пород. По всей видимости, явления «избирательного поглощения» и сохранения реликтов — «даек-ксеролитов» — распространены и встречаются гораздо чаще, чем приводят геологи при исследовании интрузивных массивов. Это нужно учитывать при решении вопроса о генетических связях истинных даек с материнским плутоном. Убежденность в генетической связи с данным интрузивом должна вытекать не только из анализа структурного порядка явлений, но и аргументироваться закономерностями распределения их в кровле вскрывающихся плутонов, а также данными о пространственных и генетических связях с шширами гибридных и лейкократовых пород. Следует сказать, что методы и приемы исследований в этом направлении очень мало разработаны и на эти вопросы пока не обращают должного внимания. Наиболее четко этот вопрос был поставлен в уже цитированных работах Г. Л. Пospelова и отчасти Я. Д. Готмана.

Изучение генезиса даек позволило нам окончательно утвердиться в мнении о сложности процесса минералообразования в контактовых зонах. Но в этой сложности есть одно беспорное положение. Количество дизъюнктивных структур должно возрастать в сторону конечных стадий минерализации. Отсюда становится более понятным столь частое разделение во времени деформационными перерывами стадий скарнирования и сульфидной минерализации. Из этого, кроме того, следует, что обыкновенно ко времени образования сульфидных руд в рудном поле возникают новые структурные элементы, которые начинают контролировать движение растворов, и структура его в значительной степени усложняется. Очень часто распределение колчеданов и других рудных минералов, кроме магнетита, налагается на зоны скарнирования так, как последние налагаются на пояс горнфельзов. Новые порции растворов иной химической активности и в другой обстановке, чем при скарнообразовании, стараются стереть черты прежней минерализации и вызывают сильные изменения в скарновых минералах. Все это создает в рудном поле картину необычайной пестроты, разобраться в которой можно лишь при условии проведения кропотливого и тщательного исследования рудничным геологом. Вот почему Д. Мак Лафлин выделил контактовые месторождения медных сульфидных руд в группу, не поддающуюся оценке нормальными разведочными работами. «В рудниках, базирующихся на рудных телах гранатовой зоны, количество разведанных запасов обыкновенно существенным не бывает, но, если руководствоваться геологическими данными, можно сделать реальной подготовку рудных запасов в размерах, которые создадут уверенность в обеспечении добычи желательных размеров на несколько лет вперед», — писал он [97]. Все эти осложнения как минералогического, так и структурного порядка мы рассмотрим в следующей главе.

РУДЫ СУЛЬФИДНОЙ ФАЗЫ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

В предыдущих главах были рассмотрены скарны, в составе которых единственным рудным минералом являлся магнетит. Между тем в природе очень часто встречаются скарны, содержащие самые разнообразные рудные минералы в количестве, определяющем понятие «руда». Эти руды возникают всегда позже фазы образования сложных силикатов скарна. Их образование обычно совпадает с появлением свободного кремнезема в виде кварца. Как правило, большая часть этого этапа минералообразования во времени разделена от процесса скарнирования деформационным несогласием. Поэтому в процессе образования контактовых месторожде-

ний мы выделили особую фазу сульфидной минерализации, определив ее название по наиболее обильно возникающим и многочисленным минералам, ее характеризующим. Пространственное наложение этой фазы минерализации на скарнированные породы нельзя считать в каждом отдельном случае обязательным и неизбежным явлением. В отдельных зонах скарнов или даже в отдельных срезах илутонов наложение может отсутствовать, так как для скарнов и сульфидной минерализации могут быть различными их источники, время образования последних и пути движения эманаций. Поэтому так многочисленны примеры большей распространенности пустых, чем оруденелых скарнов. Это положение явилось еще одним аргументом в пользу целесообразности выделения особой сульфидной фазы минерализации, обособленной во времени (а иногда и в пространстве) от фазы скарнообразования.

1. Минералы сульфидной фазы, их состав и парагенезис

Нельзя сказать, чтобы вопрос о степени генетической обособленности сульфидной фазы минерализации не рассматривался в современной литературе, но ставился он порой не очень четко. В. Х. Эммонс [65, с. 50], например, утверждал, что колчеданы и силикаты образуются в одно и то же время. Г. Берг [70] специально поставил вопрос о разделении «пневматолитового метаморфизма» в контактовых месторождениях на две части: в первой появляются скарновые силикаты, магнетит, железный и висмутовый блеск и пирротин; во второй образуются сульфиды и, за счет разложения силикатов скарна, развиваются амфибол и эпидот. А. Н. Заварицкий [17, с. 16] более четко отделил фазу образования скарнов от сульфидной фазы, поместил в первую очередь магнетит и указал, что параллельно с сульфидами во вторую стадию развиваются как продукты разложения водные силикаты. На основании исследования контактовых магнетитовых месторождений Западной Сибири, а также меднорудных месторождений Хакасии Ф. Н. Шахов, Н. А. Батов, А. И. Александров и Г. Л. Поспелов пришли к тем же выводам [59, с. 2, 5, 36]. В данной работе занимая позицию о самостоятельности сульфидной фазы оруденения, мы обращаем внимание, что сама схема разделения этих фаз во времени может быть достаточно сложной (см. рис. 27) и не всегда деформационный перерыв точно отвечает по времени моменту образования кварца. Дизъюнктив, по-видимому, в общем разделяет во времени от скарнов только максимальное развитие кварца.

Состав сульфидных руд, встречающихся среди скарновых залежей, необычайно разнообразен. Здесь можно встретить почти все формации, выделенные Эммонсом [79, с. 241], за исключением самых низкотемпературных, характеризующихся концентрацией сурьмы и киновари. Неизвестны пока контактовые месторождения сульфидных руд, в которых обнаруживались бы в значительном количестве минералы группы шпейсового кобальта, хлоантита, никелина, отсутствует энаргит и почти не встречаются мышьяковые и сурьмяные соединения серебра и серы. Наиболее характерными рудными минералами сульфидной фазы можно считать следующие. Для формации олово-вольфрамовых руд характерны касситерит, молибденит, шеелит и станнин. Реже встречаются вольфрамит, самородный висмут и сульфиды висмута. Следует отметить необычайную распространенность шеелита. Пока не совсем понятным является развитие самостоятельной группы шеелитоносных скарнов, в составе которых отсутствуют, как правило, минералы, содержащие олово и вольфрамит. Золотые месторождения редки, но золото в сульфидных присутствует часто. Развиваются в скарнах группы высокотемпературных сульфидов — пи-

рит *, арсенопирит и пирротин. Обычен халькопирит. Цинковая обманка встречается довольно часто, обыкновенно она очень железистая и, возможно, содержит примеси редких элементов [55, с. 197]. Особенно богаты железом цинковые обманки железорудных месторождений Горной Шории. Галенит встречается реже, но в особом типа месторождениях образуются богатые свинцом руды. Интересны находки никелевых руд в скарнах Бушвельдского комплекса [117], где Шнейдерхей [105], выявив нормальный комплекс сульфидов типа канадских медно-никелевых руд, установил, что в отличие от магматических руд горизонта Меренского данные сульфиды в своем составе не содержат платины и руды в целом бедны палладием. Очень часто в последних стадиях рудного процесса возникают гематит и сидерит или карбонаты марганца. Из жильных минералов преобладают кварц и карбонаты, часто встречается флюорит, но не характерен барит.

Этот комплекс минералов возникает в том же порядке, какой имеет место в жильных и метасоматических месторождениях, что позволило акад. М. А. Усову выделить в группе контактовых месторождений следующие формации: олово-вольфрамомолибденовую, золотую, медную, свинцово-цинковую и никелекобальтовую. Отнесенные к последней формации месторождения Модум и Скуттеруд имеют слишком сложный состав, чтобы их считать контактовыми**. Мы полагаем, что В. Линдгрэн [94, с. 747] сделал правильное, выделив их в особую группу регионально-метаморфизованных сульфидных месторождений. Но, принимая во внимание скарны Бушвельда, можно было бы, действительно, выделить в контактовых месторождениях медно-никелевую формацию, считая ее наиболее высокотемпературной.

Наложение сульфидной фазы минерализации на скарны сопровождается резким изменением силикатовых минералов. Обыкновенно говорят о развитии хлорита, актинолита, серпентина и цеолита [48, с. 75]. А. Н. Заварицкий [17, с. 161, 162] считает, что такого же происхождения могут быть в скарнах кальцит, эпидот, кварц. По его данным, «в богатых халькопиритом образцах» редко можно найти «остатки первичных скарновых минералов в неизменном виде». Он допускает возможность для Меднорудянска полного превращения гранатовых скарнов в хлоритовые породы. Нам кажется, что в подходящих условиях за счет пироксеновых скарнов в эту фазу минерализации (или, вообще, при воздействии на скарны летучих любого возраста) может возникнуть массовое развитие серпентина вплоть до образования хризотилового асбеста типа Аспаганского месторождения. Во всяком случае знаменитые стяжения серпентина в мраморах Питкаранта, несомненно, образовались в результате разложения салита [8, с. 276]. Мне приходилось в районе Уленьских месторождений наблюдать в мраморах тонкие жилки серпентина, явно указывающие, что минералы под воздействием терм не только разлагались, но и переотлагались. Нам казалось бы естественным сохранить такой генезис за переотложенными, часто нарастающими в виде венчиков на пирите хлоритом и серицитом, а также допустить развитие в эту фазу процесса доломитизации. В общем нужно считать правильным мнение А. Н. Заварицкого и М. А. Усова, что в процессе сульфидной фазы развиваются те же минеральные комплексы, которые характерны для изменений боковых пород, вмещающих нормальные жильные и метасоматические месторождения.

* Следует отметить, что в сравнении с сердоколчеданными месторождениями типа Рио-Тинто или Урала пирит в контактовых месторождениях встречается в гораздо меньших количествах, может быть, потому, что еще до его образования значительная часть железа связывалась с кислородом, образуя магнетит.

** Кобальт часто встречается в рудах контактовых месторождений, но он, как и никель, входит в состав пирита или близких ему минералов — кобальтина и линдента. Месторождения этой группы встречаются редко и плохо исследованы.

2. Морфологические черты руд и рудных тел сульфидной фазы и ее источники

Минералы сульфидной фазы принимают участие в развитии всех отмеченных для скарнов текстур. Они слагают и сплошные текстуры, которые пока не исследованы настолько, чтобы можно было с достаточной убедительностью их отличать от сливных колчеданных руд нормальных метасоматических месторождений. Можно лишь с некоторой достоверностью считать, что у сульфидных руд контактовых месторождений чаще наблюдается в сплошных текстурах более грубое зерно. В скарнях полосчатой текстуры сульфиды, налагаясь, грубо подчеркивают полосчатость, как бы замещая то, что еще сохранилось от замещенной породы и легче поддается их проникновению. В сетчатых текстурах жилки минералов этой фазы иногда настолько обильно развиваются, что создают тела так называемых штокверковых руд. Иногда слабое проявление сульфидной фазы в скарнях вынуждает геологов говорить о вкрапленниках. Но это не свидетельствует о рассеянной слабой минерализации, которой подверглись породы, но может лишь создать представление о слабом развитии фазы сульфидной минерализации на данном участке.

В друзовых текстурах минералы сульфидной фазы обыкновенно заполняют полости в скарнях. Особенно распространено, по крайней мере в Хакасии и в Ирбинском месторождении, заполнение друзовых пустот гранатовых и магнетитовых скарнов нарастающими кристаллами эпидота, кварца и розового кальцита. Сульфиды и другие минералы этой фазы встречаются в скарнях с шаровой и оолитовой текстурой, но текстурное отношение их к этим сооружениям недостаточно изучено; можно лишь предполагать, что минералы сульфидной фазы должны были их затушевывать*.

Формы рудных тел месторождений, в которых принимает участие сульфидная фаза, имеют большее разнообразие, чем у скарнов, так как именно в эту фазу в породах контакта возникают более разнообразные структурные элементы в виде даек и линейных дизъюнктивов. Эманации сульфидной фазы поэтому пользуются теми же структурными элементами, что и скарнообразующие растворы, и, кроме того, дренируются вновь возникшими структурами. Поэтому в рудных полях контактовых месторождений возникает оруденение среди скарновых залежей, а также рудные тела в виде сульфидных линз и кварцевых жил могут выходить за границы скарнированных пород. Последние обыкновенно к группе контактовых месторождений не относятся, так как их рудой не является скарновая порода. Что же касается сульфидных руд в скарнях, то с нашей точки зрения их правильно было бы назвать столбами.

Формы рудных столбов в контактовых месторождениях и причины их образования недостаточно изучены. В большинстве случаев связь их со скарновыми залежами имеет структурный характер. Сами руды чаще всего бывают представлены скарнами сетчатой или полосчатой текстур и имеют штокверковый характер. Типичными в этом отношении являются медные руды Глафиринского рудника (Хакасия) или сливные магнетитовые руды с сульфидами Меднорудянска (Урал), Киялых-Узень (Хакасия) и многих других месторождений. Здесь, как и в скарнях, штокверковые руды слагают неопределенной формы столбы, а полосчатые обладают очертаниями, приближающимися к пластобразным залежам. Г. Л. Поспелов, рассматривая месторождения Уленьского Узла, подчер-

* С. С. Смирнов [38, с. 102] указывает, что в месторождениях Ангаро-Илимского района минералы последних стадий, налагаясь пространственно на магнетитовые руды, состоят преимущественно из кальцита, кварца, аметиста, халцедона и небольшого количества сульфидов; залегают они в виде звезд и небольших янжюк. Таким образом, можно предполагать, что в условиях более интенсивной минерализации мы могли бы ожидать развития сетчатых текстур, налагающихся на оолитовые текстуры скарнов.

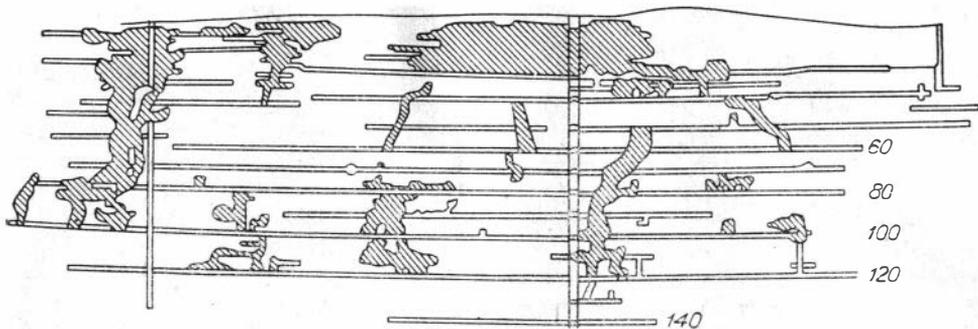


Рис. 29. Продольная проекция горных работ Фроловского рудника (по Заварицкому). Заштрихованы рудные столбы.

кивает особую склонность сульфидов встречаться в магнетитовых скарнах [36, с. 167]. Если учесть, что состав замещающей породы может оказывать большое влияние на отложение вещества [94, с. 198], то можно предположить, что именно магнетитовые скарны могли способствовать отложению сульфидного материала. Д. С. Коржинский связывает возникновение участков богатых халькопиритовых руд в Турьинских рудниках с действием на горячие медьсодержащие растворы геденбергитовых скарнов и разъясняет химическую природу этого явления. Возможно, избирательному отложению не столько способствуют химические, сколько физические свойства скарнов. Так, при исследовании руд Коргонского месторождения нами отмечалось, что таким особым свойством, по-видимому, является повышенная теплопроводность породы [60, с. 302]. Вопрос, конечно, нуждается в дополнительном изучении. В общем нет оснований думать, что причины локальной концентрации минералов сульфидной фазы внутри поля скарнов подчинены иным законам и обусловлены иными связями, чем развитие столбов внутри кварцевых жил*.

Рассмотрим некоторые формы рудных столбов и их связи со структурами рудного поля. Из рис. 29 можно видеть, что медные сульфидные руды располагались в виде отдельных гнезд и залежей, обладающих тенденцией вытягиваться по падению (если не принимать во внимание более длинные по простиранию тела на верхних горизонтах, где работали и окисленные руды). При этом следует отметить, что контуры этих залежей имеют экономический характер, так как природные их границы не резкие, а на рисунке они обусловлены тем содержанием меди в рудах, которое требовало предпринятие в процессе эксплуатации рудника. Экономический характер границ характерен и для столбов в жильных золоторудных месторождениях, где часто наблюдается тенденция обладать большими размерами по падению, чем по простиранию (ширина столба), рис. 30. По мотиву своих очертаний граница подобна залежам сульфидных руд, изображенных на рис. 29. Рассматривая разрез через один из наиболее крупных столбов Фроловского рудника (рис. 31), А. Н. Заварицкий отмечает две его особенности: 1) сульфидные руды располагаются по границе, разделяющей скарны от известняков; 2) они особенно охотно концентрируются на выступах известняка, обращенного в сторону интрузивной породы. Тенденцию рудных столбов располагаться на выступах и островках известняков в интрузивной породе отмечает В. Линдгрэн [94, с. 704]. Нам кажется, что обе особенности в равной мере обусловлены структурой, и в данном

* В. Линдгрэн [94, с. 196] образование первичных рудных столбов ставит в связь со следующими факторами: понижение температуры и давления; химический характер боковых пород; физические их свойства; смешивание растворов; структура. Он же отмечает, что в районе Сан-Жуан благоприятной для образования столба оказалась брекчия, содержащая в обильном количестве железомagneзальные силикаты [94, с. 199].

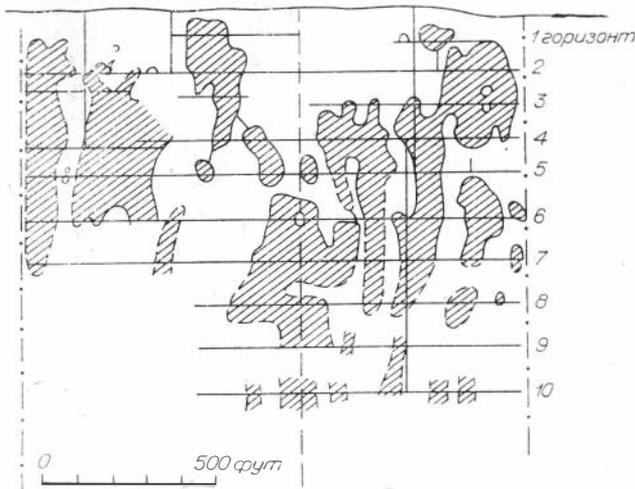


Рис. 30. Продольный разрез по золотоносной кварцевой жиле Киркланд-Лейн в Онтарио (по В. Лидгрену).

случае граница скарнов с известняками для эманаций сульфидной фазы играла такую же роль, как граница изверженных пород с известняками для летучих, образовавших скарны. Концентрация материала на выступе будет понятна, если последние рассматривать как барьерные препятствия для движущихся снизу вверх по контакту растворов. Расположение рудных столбов шеелитовых руд, ориентирующихся вдоль контакта мраморов с интрузивной породой, видно на рис. 32. Рудой в данном случае является тактит, промышленно обогащенный шеелитом. Интересно отметить, что наиболее обогащенные шеелитом участки располагаются в местах, слабо пораженных более ранним скарнированием. Может быть и здесь рудная фаза минерализации поражала менее залеченные в стадию скарнирования участки контакта.

Несколько иного порядка структуры контролируют медные руды в Хакасских контактовых месторождениях. В Глафиринском месторождении медные штокверкового типа руды распространяются вдоль контакта интрузивной породы со скарнированными известняками и, кроме того, проникают в тело интрузива по плоскостям отдельности (рис. 33). И здесь, особенно в участках оруденения в интрузиве, минералы скарна представлены сравнительно скудно, что послужило для некоторых геологов основанием не считать это месторождение контактовым. В месторождении Юлия минералы сульфидной фазы следуют той же структуре наложения, что и скарны, замещая участки, оставшиеся незамещенными внутри пород полочастой текстуры. Общей мотив пластообразных залежей Юлии изображен на рис. 34. В месторождении Такфон тела скарнов пластообразной формы, возникающие на границе известняков и сланцев, замещаются сульфидами по гра-

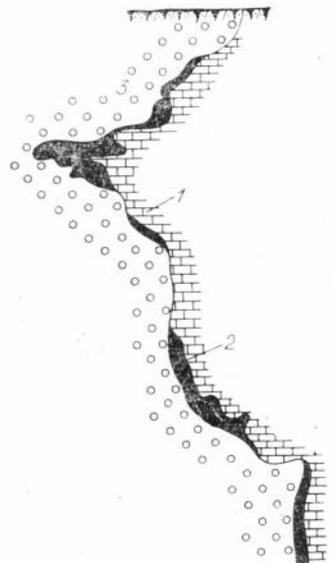


Рис. 31. Поперечный разрез через рудный столб Фроловского рудника (по А. П. Заварицкому)
1 — известняк; 2 — руды; 3 — гранатовые породы.

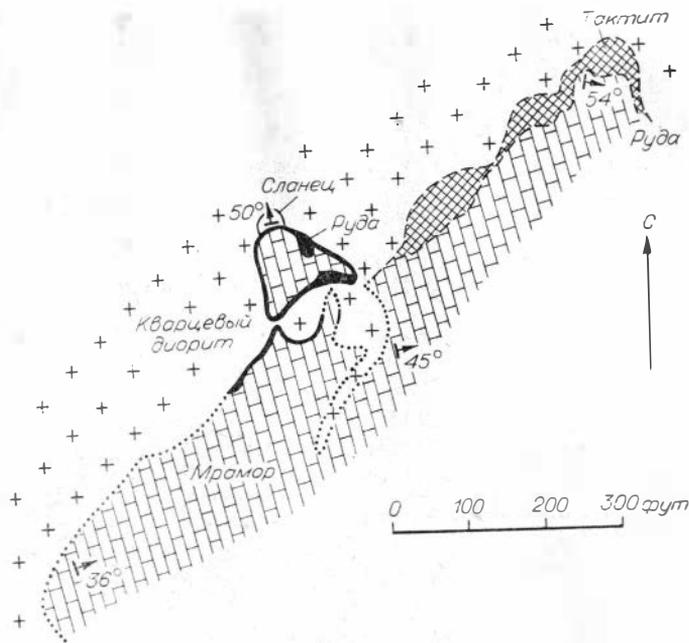


Рис. 32. Карта шеелитоносной контактовой зоны вблизи Голконды в Неваде (по Хессу и Ларсену)

нице с известняками. При этом И. Г. Магакьян [30, с. 70] указывает, что эти «гнезда» сульфидной минерализации приурочены к нарушениям, секущим скарны.

В ряде случаев минерализация сульфидной фазы проходит по новым путям, в частности дайкам. Лучшей иллюстрацией могут служить разрезы рудных столбов свинцово-цинковых руд контактовых месторождений района Ганновер (Мексика). Г. Шмитт [109] указывает, что сульфидные руды в этом месторождении приурочены к крутопадающим нормальным

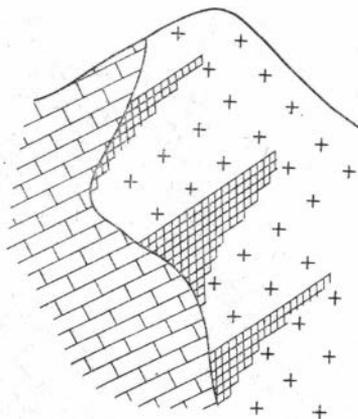


Рис. 33. Схема расположения рудных столбов (заштрихованы) в разрезе Глафиринского месторождения в Хакасии (составлена Г. Л. Поспеловым по данным И. С. Цейклина).

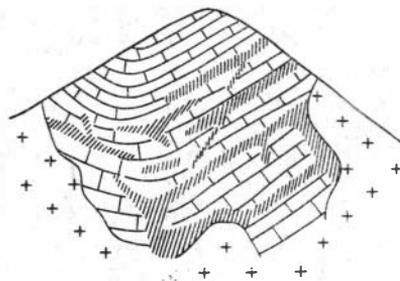


Рис. 34. Структурный мотив поля Юлинского месторождения (разрез). Заштрихованы скарновые руды (по Г. Л. Поспелову).

бросам, пересечениям их с пологими взбросами, к контактам даек и трещинным зонам [109, с. 655]. Наибольшего развития минерализация достигает в некоторых пластах чистых известняков. Эти структурные особенности позволили Г. Шмитту для месторождений данного района решить проблему поисков на глубине богатых руд (корень) по бедному оруденению (ветвь) на поверхности. На рис. 35 изображен случай приуроченности сульфидных столбов к участкам пересечения благоприятных для минерализации

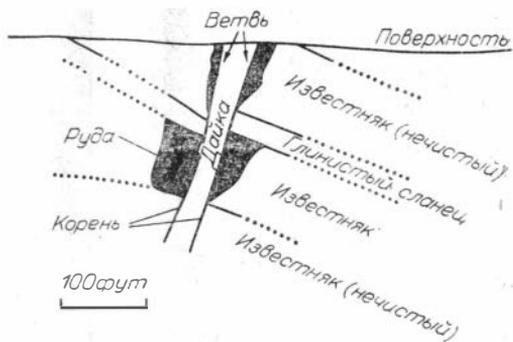


Рис. 35. Столбы свинцово-цинковых руд месторождений Ганновер (рудник Тандкроблт) в Мексике (по Г. Шмитту).

пластов известняков с дайкой, вдоль которой до поверхности достигала слабая сульфидная минерализация (ветвь). Интересно отметить, что по характеру скарнов (ильвантовые) и общей геологической обстановки месторождения района Ганновера, так же как и Магдалена, являются юными по возрасту и неглубокой фации (94, с. 712]. Можно думать, что развитие скарнов вдоль дизъюнктивных зон и наложение на них более поздней сульфидной минерализации характерно для месторождений, образующихся в обстановке неглубокой зоны. В более глубоких фациях возникновение дизъюнктивов

происходит реже и чаще поздней фазы скарнирования. Возможно поэтому в рудном поле при минерализации таких зон возникают самостоятельные жильные или метасоматические месторождения. Впрочем, следует отметить, что и в месторождениях неглубокой фации сульфидная фаза может пространственно обособляться от скарнов, развиваясь по юным трещинам или возникшим до скарнов дизъюнктивам, но в участках, не залеченных минерализацией скарновой фазы.

На рис. 36 изображено рудное поле, в котором скарны вначале пересекаются дайками письменных гранитов, а затем кварцевыми жилами, секущими и скарны, и дайки. При этом, по данным Г. Л. Пospelова [36, с. 251], кварцевые жилы не всегда могут создавать структуры явных пересечений с письменными гранитами. Очень часто кварцевые жилы лишь неглубоко про-

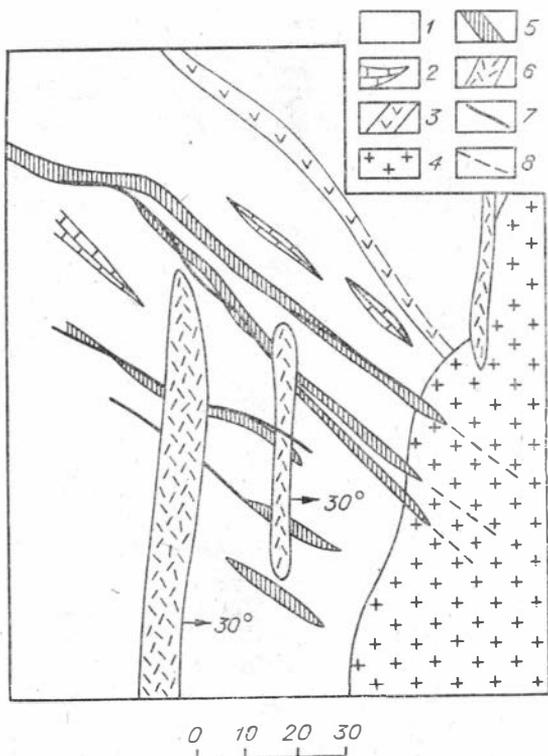


Рис. 36. Схема структуры рудного поля одного из месторождений Хакасии (по Г. Л. Пospelову). 1 — сланцы; 2 — линзы известняков; 3 — дайки древних диабазов; 4 — монзониты; 5 — скарны; 6 — дайки письменных гранитов; 7 — кварцевые жилы; 8 — зоны окварцевания и изменения в интрузиве.

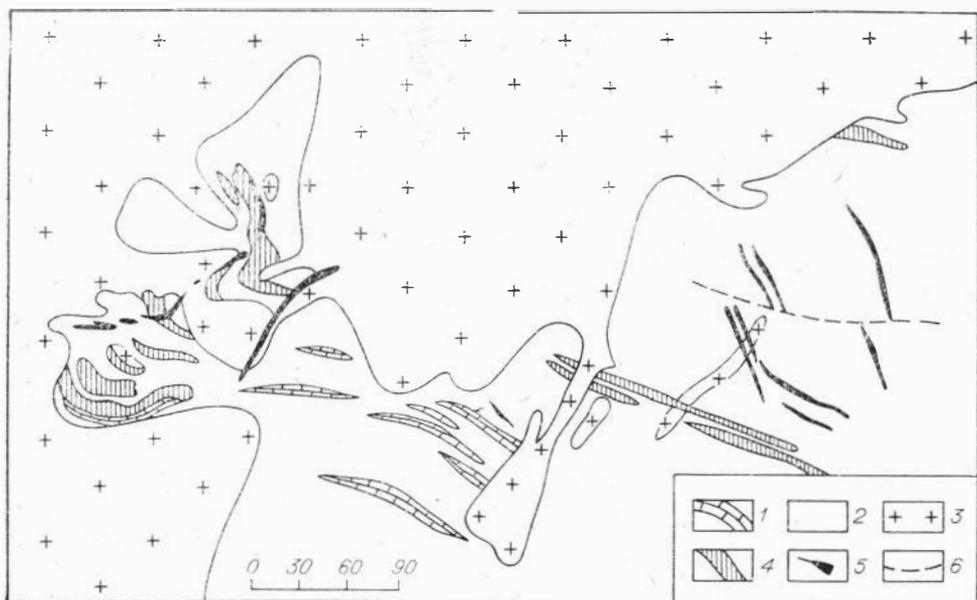


Рис. 37. Схема структуры рудного поля одного из месторождений Хакасии (по Г. Л. Поспелову).

1 — известняки; 2 — сланцы; 3 — монзониты; 4 — скарны; 5 — окварцованные и оруденелые пегматиты; 6 — нарушения.

никают в дайку и быстро исчезают, сменяясь полосой грейзенизации. В другом случае этот же автор описывает месторождение (рис. 37), в котором растворы сульфидной фазы двигались вдоль пегматитовых даек (часто пространственно обособляясь от скарнов), в результате чего последние окварцовывались или почти нацело замещались сульфидами. К этому типу очень близко стоят недавно описанные Кэрром шеелитовые месторождения в Неваде, где рудой является не скарн, как это нормально для данного района, а пегматит, содержащий такие минералы, как берилл, шеелит, флюорит, кварц, гранат и эпидот. Окружающие пегматит породы сильно окремнены и почти не содержат шеелита. Автор считает зоны окремнения каналами, ведущими вверх к рудному месторождению пегматитового характера. Для нас избирательно оруденелые пегматиты напоминают столбы среди поля слабой минерализации.

Кроме жильных месторождений в поле контактовых могут встречаться и обособленные линзы метасоматических сульфидных руд, если на данном участке, как было указано выше, прогрев был небольшой и скарнирование слабо развито. Такой тип структуры был приведен на рис. 26, где сульфидные руды следуют иной структуре наслоения, чем скарны. Возможно, что в Приморском районе, где вдоль зон нарушений встречаются контактовые месторождения типа Тетюхэ, залежи сульфидных руд типа Синанчи возникают в тех же структурах при отсутствии достаточного для образования скарнов прогрева. Такие месторождения могут развиваться вдоль зон нарушения и в контактах с генетически родственными интрузивными породами, если эти структурные элементы никогда не были достаточно прогреты, чтобы образовались скарны, но бывали достаточно охлаждены чтобы при движении эманаций могли создаваться зоны окварцеваний, рассеянной минерализации и столбы сливных колчеданных руд*. Можно согласиться при таком условии называть, как

* В таких случаях становится понятной, например, частая приуроченность месторождений типа медных порфиров к контактам интрузивных пород и содержание в них молибдена.

это делали Бюра и Котта, а позднее Фогт [116, с. 140, 141], Алтайские полиметаллические месторождения и серноколчеданные линзы Рио-Тинто контактными месторождениями, но отмечая деятельность эманаций в условиях холодного контакта. Нам кажется рациональным выделить среди рудных месторождений эндогенного происхождения комплекс метасоматических месторождений, в который в качестве самостоятельных групп могут войти рассеянные руды, их столбы — сливные колчеданные руды и контактовые месторождения. В первые две группы попадут как телемагматические, так и месторождения холодных контактов. При этом понятно, что для последних тела так называемых «малых интрузий» нельзя рассматривать как источник эманаций. И в этом случае растворы поступали снизу, т. е. откуда пришла магма «малых интрузий». Поэтому совершенно естественным следует считать расположение залежей Змеиногорского района «у концов выклинивающихся порфировых полос», подмеченное Н. Ф. Григорьевым [13, с. 108]. Рудные залежи могут быть приурочены к концам интрузивных тел кварцевых порфиров не потому, что последние являются источниками эманаций, а потому, что их контакт и, вероятно, особенно окончания являются благоприятными структурами.

В свете изложенного материала можно разобрать и вопрос об источниках эманаций, вызывающих фазу сульфидной минерализации. Этот минеральный комплекс, как мы видели, развивается значительно позже раскристаллизации периферических частей интрузивных тел. Большая часть этих минеральных образований возникает позже даек различного состава и часто находится в тесной пространственной связи с лейкократовыми дериватами дополнительной инъекции остаточных магм. Наконец, столбы сульфидных руд возникают в обстановке значительно охлажденного контакта. Все это позволяет допускать, что к этому времени ассимиляционная деятельность интрузивного тела значительно понизилась или даже прекратилась. В условиях в значительной мере раскристаллизовавшегося массива могли сохраняться лишь пятна — шлиры — богатых летучими остаточных расплавов, температура кристаллизации которых гораздо ниже, чем у главной массы силикатового расплава интрузива. Именно по этим соображениям мы считаем достаточно вероятным предположение, что накопление эманаций сульфидной фазы минерализации происходит в областях концентрации остаточных магм; последние могли сконцентрировать в себе материал, который поступал в общий магматический резервуар из различных участков интрузивного тела, в том числе и с больших глубин.

СВЯЗЬ КОНТАКТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С МАГМАТИЧЕСКИМИ И ОСАДОЧНЫМИ ПОРОДАМИ РАЗЛИЧНОГО СОСТАВА

В современной литературе ряд ученых образование контактовых месторождений ставит в исключительно тесную связь с контактом интрузивных пород и известняков. Это мнение с давних пор подкреплялось эмпирическим материалом, который свидетельствовал о том, что обилие скарнов наблюдается именно в контактах интрузивных пород с известняками. Так, в начале этого столетия Уйд [118, с. 723] категорически утверждал, что развитие контактовых месторождений «практически ограничивается породами, образующимися при изменении нечистых известняков». Это мнение поддерживал Круш, который считал сланцы и песчаники слишком устойчивыми породами для замещения и полагал, что скарнированию подвергаются исключительно известняки [90, с. 168] и доломиты. Мнение Круша отразилось в известной сводке трех скандинавских ученых [71, с. 35]. Но еще до первой его работы Прескотт [102, с. 471], изучая магнетитовые руды Шафта в Калифорнии, привел достаточно

убедительный материал о том, что эти руды в одинаковой мере охотно образуются как за счет глинистых и изверженных пород, так и известняков. Во многих современных руководствах подчеркивается связь контактовых месторождений с известняками. В сборнике, посвященном юбилею В. Линдгрена, Грейтон, разбирая место контактовых месторождений в систематике, считал возможным оперировать исключительной связью этой группы с известняками. «Не пора ли, — пишет он, — считать открыто контактово-метаморфические месторождения отдельным членом гипотермальной группы, в которой они займут вполне обособленное место, главным образом в связи со специальной природой замещаемой породы». Таким образом, Грейтон считает, что известняки являются основой для образования контактовых месторождений. Можно думать, что Грейтон, подобно Дэли, не ставил вопрос о скарнообразовании в связи с ассимиляцией, так как пытался доказать, что при воздействии химически активных и нагретых растворов в известняке происходит не просто растворение, но и образование силикатов [12, с. 203].

Против подобных взглядов с резким протестом выступил М. А. Усов, который в ряде своих работ подчеркивал возможность образования скарнов за счет пород любого состава, а при характеристике железорудных месторождений Западно-Сибирского края указал, что «скарны образуются за счет любых пород, не только карбонатных, но и силикатовых, причем в крае преобладают скарны на силикатовой основе» [51, с. 172]. Интересно, что такой же материал для района Ангаро-Илимских месторождений привел С. С. Смирнов, очень удачно подметивший, что «будут ли боковой породой жилы, трапп, глина, мергель, песчаник или известняк, в боках жилы они перейдут в существенно гроссуляровые породы» [38, с. 101].

Таким образом, можно утверждать с очевидностью, что скарны развиваются не только за счет известняков. Порода любого состава может быть преобразована растворами в гранато-пироксеновый скарн. И все же факт остается фактом, что наиболее богатые минеральные ассоциации в скарновых породах и обилие их характерно для районов, где формации известняков прорываются интрузивными породами. Нам кажется, что вопрос о роли известняков в процессе скарнообразования станет гораздо яснее, если мы рассмотрим вопрос о составе активных пород, генетически связанных с процессом скарнообразования.

Многие геологи, подходя статистически к решению вопроса о составе материнских магм скарновых месторождений, приходят к заключению, что особенно часто контактовые месторождения связаны с интрузивными породами средней кислотности. Эммонс [65, с. 45] указывает, что изверженные породы, «вызывающие образование гранато-сульфидных руд, имеют, главным образом, кислый или средний состав, причем нередко они богаты калием». В. Линдгрэн [94, с. 701, 702] считает, что «породы, сопровождаемые контактово-метаморфическими месторождениями типа Кордильер, обыкновенно монцониты, или кварцевые монцониты, или гранодиориты». М. А. Усов [48, с. 73] связывал контактовые месторождения с магмами средней кислотности, полагая, что этот состав они получают, обогащаясь летучими при усвоении известняков. В связи с последним обстоятельством, по его мнению, находится и состав интрузивных пород, так как «они в большинстве случаев имеют сиенитовый или, вернее, монцонитовый характер, со склонностью к щелочному проявлению». В. А. Обручев [33, с. 93] также отмечает, что контактовые месторождения чаще всего связаны с породами средней кислотности, но тут же поясняет, что реже они встречаются с кислыми и еще реже с основными интрузивными породами.

Следует отметить, что фактический материал не позволяет в настоящий момент сводить закономерности в генетических связях контактовых месторождений к расположению их исключительно в контактовых зонах интрузий средней кислотности. Можно было бы указать очень большое

число контактовых месторождений, развитых в связи с кислыми магмами (скарны в контактовых зонах алтайских и казахстанских порфировидных гранитов, скарны Питкаранта, скарны в контактах интрузивных кварцевых порфиров на Алтае и пр.). Также известны гроссуляровые породы в железорудных месторождениях Ангаро-Илимского района. Генетическая связь этих скарнов с основными магмами резко отражается на составе магнетита, иногда переходящего в магнезиоферрит. Сравнивая эти данные с приводимыми Шмедеманом о нормальном отсутствии привноса магния в скарны, можно сделать заключение, что из магмы летучие, по-видимому, выносятся тот материал, которым последняя была обогащена в источнике их концентрации. В разных магмах состав этих источников — остаточных расплавов и ассимиляционных шпир — будет различен, и это должно придавать специфический характер составу скарнообразующих минералов. Известен случай развития скарнов в контактах ультраосновных пород бушвельдского комплекса. Однако В. А. Обручев все же прав в своей формулировке. Чаще всего скарны мы находим в контактах интрузивов средней основности. По-видимому, прав и М. А. Усов, полагая, что состав материнских интрузивов обусловлен усвоением магмой известняков. Нельзя считать случайностью, что максимальное число контактовых месторождений пространственно связано с контактами известняков и интрузивных пород граносиенитового состава. Нужно только учитывать, что исходные магмы могли быть кислыми. Недостаточно исследованы в этом отношении контакты щелочных магм.

Исследования показывают, что представление о большом богатстве кислых магм летучими в сравнении с магмами иного состава, в частности основными, является, по-видимому, преувеличенным. Зондер, анализирувавший этот вопрос, приходит к выводу, что существенное различие между основными и кислыми магмами [110, с. 509] заключается в способе отдачи этими магмами летучих. В основных магмах газы необычайно легко освобождаются, в то время как в кислых вязких магмах сохраняются *. По-видимому, ассимиляция кислой магмой вещества боковых пород, сопровождающаяся повышением основности, может приводить к освобождению из магмы летучих с понижением ее вязкости. Накопление летучих свойственно чаще кислым, чем основным магмам. Поэтому можно считать, что из основных магм в большинстве случаев летучие уходят еще в стадию прогрева боковых пород, тогда как в кислых магмах они способны дольше сохраняться и концентрироваться в участках ассимиляционных шпир или остаточных расплавов**. Отсюда вполне естественно, что контактовые месторождения развиваются в случае усвоения магматическим кислым расплавом известняков. При этом более интенсивное скарнирование известняков обусловлено не только тем, что эти породы более, чем другие, химически активны при метасоматозе, но и возникновением ассимиляционного происхождения очагов летучих — гибридных магм, — способных легко отдавать свои летучие компоненты. Летучие, выделяющиеся из этих очагов и циркулирующие в прогретых породах верхних участков контакта, могут вызывать вне зависимости от первичного состава замещающих пород возникновение скарнов в общих чертах одинакового состава. Возможно, что значительное распространение в районах Западной Сибири скарнов, развившихся, как и предполагал Усов, на силикатной основе, обусловлено существованием в глубоких частях интрузивных масс ассимиляционного характера контактов их с известняками. Для Западной Сибири это могут быть известковые формации кембрия, а для Ангаро-Илимского района — силура.

* См. контаминация (с. 118), ассимиляция (с. 110).

** Может быть, поэтому стадия образования горнфельзов более характерно выражена у кислых пород, а в интрузивах основных магм можно ожидать необычайного притока летучих в прогреваемые породы еще в стадию повышения в них температуры.

Обстановка, в которой возникают контактовые месторождения, в современной литературе освещается неясно. Обыкновенно с понятием о генезисе группы контактовых месторождений связывается представление о высоких температурах минералообразования, о пневматолитизации и даже о значительных глубинах их образования. Но при более внимательном рассмотрении литературного материала, эти представления изменяются. В. Х. Эммонс [65, с. 57] предполагал, что контактовые месторождения образуются на глубине не больше 2,25 км и что в их развитии существенное участие принимают газы. О температуре образования, он мог лишь указать, что она, вероятно, выше 358° С, являющейся критической температурой воды.

В. Линдгрэн в систематике указывает, что контактовые месторождения образовались при очень высоких давлениях и в интервале температур 500—800° [94, с. 212]. Между тем при детальном разборе фактического материала, он приходит к выводу, что месторождения этого типа образуются на глубине меньше километра, и фиксирует случаи, когда глубина образования не превышала 300 м. В районе Сан-Хуан [94, с. 501] В. Линдгрэн отмечает образование контактовых месторождений в обстановке, которая в целом характерна для развития эпitherмальных месторождений. Здесь же мы можем найти сведения о том, что в конечных стадиях минералообразования температура может быть ниже 200° [94, с. 711, 712]. В. А. Обручев нижним пределом температуры минералообразования в контактовых месторождениях считает 300°.

Совсем иначе поставил вопрос об обстановке образования контактовых месторождений М. А. Усов. Он полагал, что они могут возникать лишь на небольших глубинах в контактах с гипабиссальными и среднеглубинными интрузиями. Считая возможным развитие скарнов в контактах корней экструзий [48, с. 75], он принимал широкую амплитуду температур минералообразования для месторождений этой группы и именно поэтому не мог допустить развитие их на больших глубинах с устойчивой физико-химической обстановкой.

Выше было указано, что контактовые месторождения являются очень сложными образованиями по количеству геологических событий и стадий минералообразования. Если начальные стадии минералообразования определяются температурой максимального прогрева, то конечная кристаллизация вещества может происходить из растворов, циркулирующих в породах, остывших до температуры, свойственной им по условиям геотермического градиента. Естественно, что последние продукты деятельности летучих могут возникать в зависимости от глубины при очень низких температурах. Поэтому кажется непонятным, если месторождения скарновых руд не относят к контактовым лишь потому, что последняя стадия минерализации характеризуется образованием цеолитов [64, с. 213].

По-видимому, необходимо признать для контактовых месторождений развитие минерализации на протяжении очень широкого температурного интервала. В составе их руд могут сосуществовать высоко- и низкотемпературные минералы. Однако следует отметить, что в группе контактовых месторождений мы не встречаем формацию ртутно-сурьмяных руд; видимо, самые низкотемпературные растворы термальных месторождений не налагаются пространственно на скарны. Иначе говоря, термальная деятельность в контактовой зоне прекращается раньше, чем полностью остынут нагретые породы*.

* Причину отсутствия в контактовых месторождениях руд ртутно-сурьмяной формации нельзя считать достаточно ясной. Если допустить, что эти металлы содержатся в растворах, создающих нормальные руды контактовых месторождений, то казалось

В отличие от других групп термальных месторождений в генезисе контактовых большую роль играет возмущение, которое вносит в нормальный температурный режим инъекция магмы. Это возмущение — прогрев пород (повышение температуры относительно геотермического градиента) — будет тем интенсивней, чем выше температура магмы и чем больше масса инъектированного материала. Максимальные температуры прогрева могут быть выше на больших глубинах, там они и дольше будут держаться, но интенсивность возмущения будет гораздо сильнее на меньших глубинах. Отсюда понятно, что охлаждение контакта в условиях небольших глубин будет совершаться быстрее, чем на значительных глубинах. Образованию контактовых месторождений гораздо более благоприятны небольшие или умеренные глубины, как всяким месторождениям, развивающимся в обстановке широкой амплитуды колебаний температур. Но, как бы ни была мала глубина образования контактового месторождения, все же прогревающее дыхание магматического тела, как мы видели выше, сказывается на всем протяжении процесса термальной минерализации. Для суждения о глубине образования месторождений этой группы данного обстоятельства нельзя не принимать во внимание. Также должны помнить, что даже вблизи поверхности в прогретом контакте остывающего нека могут возникать условия для образования скарнов.

Какая же может быть максимальная глубина образования скарнов? Прогрев пород имеет место на любых глубинах, казалось бы на любых глубинах можно ожидать и источники эманаций. По всей вероятности, нет пределов, препятствующих циркуляции летучих на глубине, а следовательно, и образованию скарновых минералов. Скарповые минералы в небольшом количестве могут встречаться в широких поясах метаморфизованных пород глубоких интрузий, но концентрация их до возникновения сплошных скарновых пород в таких условиях практически не имеет места. Также трудно рассчитывать в условиях устойчивого температурного режима на обширные пространственные наложения минерализаций различных фаз.

Статистика показывает, что в крупных глубоко вскрытых эрозией гранитных массивах имеются редкие месторождения скарновых руд. Даже в интрузиях фации средних глубин, к которым можно отнести интрузии Горной Шории и Хакасии, контактовые месторождения, как показывают работы М. А. Усова [51, с. 172] и Б. А. Слейта [40], приурочены к апикальным частям интрузивов*. Особенно значительное развитие скарнов характерно для контакта пологой кровли интрузива с известняками в Карышском районе (рис. 38). В массивах, иногда значительной величины, алтайских порфировидных гранитов скарны встречаются, но редко. Таким образом, можно полагать, что фактически контактовые месторождения даже для интрузивов средних глубин, особенно если они велики по размеру и глубоко вскрыты эрозией, не являются характерными. В этом случае больше шансов их обнаружить в апикальных

бы естественным ожидать и отложение сульфидов сурьмы и ртути при низких температурах. Отсутствие таких низкотемпературных минеральных комплексов в скарнах дает повод предполагать, что к моменту, когда обстановка в скарнированных породах становится благоприятной для отложения этих минералов, движение летучих снизу прекращается, так как их источников в почти застывшем интрузиве не остается. В противном случае мы должны сомневаться в генетической связи ртутных месторождений, по крайней мере с кислыми магмами. С застыванием интрузива и охлаждением метаморфизованных пород должно, как будто, затрудниться и движение растворов из больших глубин, а плеры остаточных расплавов, по-видимому, закончат свое существование. Как известно, телемагматические месторождения Ниггли (В кн.: Генетическая классификация магматических рудных месторождений. М., 1933, с. 89—91) связывал с основными магмами.

* Умилеби [94, с. 706] отмечает необычайное поражение скарнированием апикальных частей даже гранит-порфира.



Рис. 38. Схема геологического строения района контактовых месторождений Карышской группы (по Ю. А. Снейту).

1 — вмещающие интрузив известняки и другие породы; 2 — породы интрузивов; 3 — контактовые месторождения; 4 — породы, перекрывающие интрузив и наносы.

летучих, которыми являются шириы остаточных расилавов и ассимиляции. Но при прочих равных условиях на больших глубинах, даже в апикальных частях интрузивов, мы должны ожидать и большее рассеяние скарновых минералов в породах широко прогретых зон.

Из изложенного можно сделать следующие выводы. Скарновые минералы, по-видимому, могут возникать в обстановке любых глубин, где имеется движение летучих и подходящие температуры. Подходящие условия для их образования могут быть и в контактовых зонах абиссальных интрузий. Но ожидать на больших глубинах, в обстановке широко прогретых пород и очень медленно падающих температур местной концентрации скарновых минералов затруднительно. Даже в обстановке средних глубин у интрузивов больших размеров концентрация скарновых минералов приурочивается преимущественно к апикальным частям. Большая ширина прогрева пород при крутом падении интрузивного тепла будет неблагоприятным фактором для развития контактовых месторождений, так как отвечает, с одной стороны, глубоким участкам интрузива, а с другой — характеризует обстановку, располагающую к распылению вещества.

Можно предполагать, что в массе известные контактовые месторождения не возникали в обстановке больших глубин. Но фациально их все же нельзя считать однородными. На основании довольно резко выраженных морфологических черт и по генетическим связям этих месторождений с материнскими интрузивами мы решаемся выделить две различные фациальные группы: а) месторождения фации умеренных глубин и б) месторождения поверхностной фации.

Месторождения первой группы связываются с интрузивами, становление которых происходит в обстановке гипабиссальной фации, или даже средних глубин, но исключая возможность прорыва магмы до поверх-

частях. Вот почему существует мнение, что контактовые месторождения характерны для мелких интрузивных тел.

Приуроченность скарнов в крупных плутонах фации средних глубин только к апикальным частям может иметь иные, чем фация, причины. Хотя вопрос о пространственном расположении в интрузиве очагов остаточных расплавов не совсем ясен, все же имеются основания считать, что они тяготеют к верхним частям плутона. В этом случае приуроченность их контактовых месторождений к апикальным частям так же, как и вольфрамовых жильных месторождений, станет понятнее [61, с. 10—14] и объяснять ее только фацией интрузива затруднительно. Отсутствие скарнов в участках, глубоко вскрытых эрозией интрузивов, можно связать с отсутствием в глубоких частях плутона аппаратов концентрации накопления

ности. Сюда можно отнести контактовое месторождение Питкаранта, медные месторождения Урала, железорудные месторождения Кузнецкого Алатау и Западного Саяна, а также скарны месторождений медных руд и руд редких металлов Хакасии. Месторождения поверхностной фации также связаны с интрузивами, но застывающими на очень небольшой глубине, в обстановке тектонически очень неустойчивой и подвижной, где нередко возникают разрывы и перемещения по дизъюнктивам и где легко ожидать частых прорывов магмы до поверхности. Нередко сами интрузивы можно рассматривать как дополнительные инъекции более глубоко залегающих магм и как очаги или подводящие каналы для имевших место в районе поверхностных излияний. Сюда следует отнести месторождения типа Кампиглия-Маритимо в Тоскане, многие юные месторождения Кордильер, где особое обилие контактовых месторождений характерно для районов Нью-Мексико, Мексики и Оризоны [94, с. 711, 712]. Месторождения, описанные Луглиным (Магдалена) и Шмиттом (район Ганновера), по нашему мнению, относятся к очень неглубоким фациям [95, 100]. Несомненно, к поверхностной фации следует отнести и месторождения Ангаро-Илимского района, генетически связанные, как и некоторые медные месторождения Коннектикута, с интрузией траппов [94, с. 712, 38]. Мы избегаем в нашем изложении говорить об эффузивной фации, так как многие месторождения, которые можно отнести к поверхностной фации, связываются с интрузивами, фация которых пока геологически не установлена и достаточно глубока. Но можно думать, что большая часть их может быть отнесена к различным группам эффузивной фации, в понимании акад. М. А. Усова [48а].

Критерии, позволяющие выделять контактовые месторождения поверхностной фации, могут быть охарактеризованы следующим образом:

1) общая геологическая обстановка, позволяющая выявить фацию самого интрузива и связь его с эффузивами. Месторождения поверхностных фаций чаще характерны для формаций юного возраста, не затронутых или слабо затронутых эрозией;

2) для месторождений поверхностной фации характерны текстуры быстрых охлаждений — оолитовые, шаровые, шестоватые и др. По-видимому, в месторождениях именно этой группы чаще и обильнее проявляются ильваит и сульфидные месторождения свинцово-цинковой формации;

3) месторождения небольших глубин образуются в обстановке чрезвычайно благоприятной для возникновения частых нарушений. Может быть, именно этим объясняется значительное количество перерывов — стадий — в процессе минерализации месторождений поверхностной фации; наличие перерывов в фазе скарнирования у месторождений типа Магдалена [95] или Ангаро-Илимских магнезиоферритов. С. С. Смирнов подчеркивает, что стадия главной рудной минерализации характеризуется, с одной стороны, отложением магнезиоферрита, с другой — разложением гроссулярных скарнов в хлоритовые и серпентиновые породы. Если общие контуры скарновой зоны (рис. 39) имеют относительно неправильные очертания, то тела магнезиоферритовых руд обладают часто жилообразной формой. Это, по нашему мнению, означает, что скарны первой стадии отмечают форму прогрева, а магнезиоферриты следуют структурам, возникшим внутри скарновой зоны и отметившим деформационный перерыв между первой и второй стадиями скарнообразования. Появление магнезиоферрита по аналогии со скарнами кислых магм соответствует стадии тактитов — андрадито-геденбергитовых скарнов. Вторая стадия минералообразования в Ангаро-Илимских месторождениях, видимо, протекала в обстановке исключительно быстрого падения температур, что отмечается развитием в эту фазу обильного кальцита и оолитовых текстур у магнезиоферрита;

4) наконец, для месторождений небольших глубин характерна приуроченность их к контактам с ультрагипабссальными мелкими интрузивами.

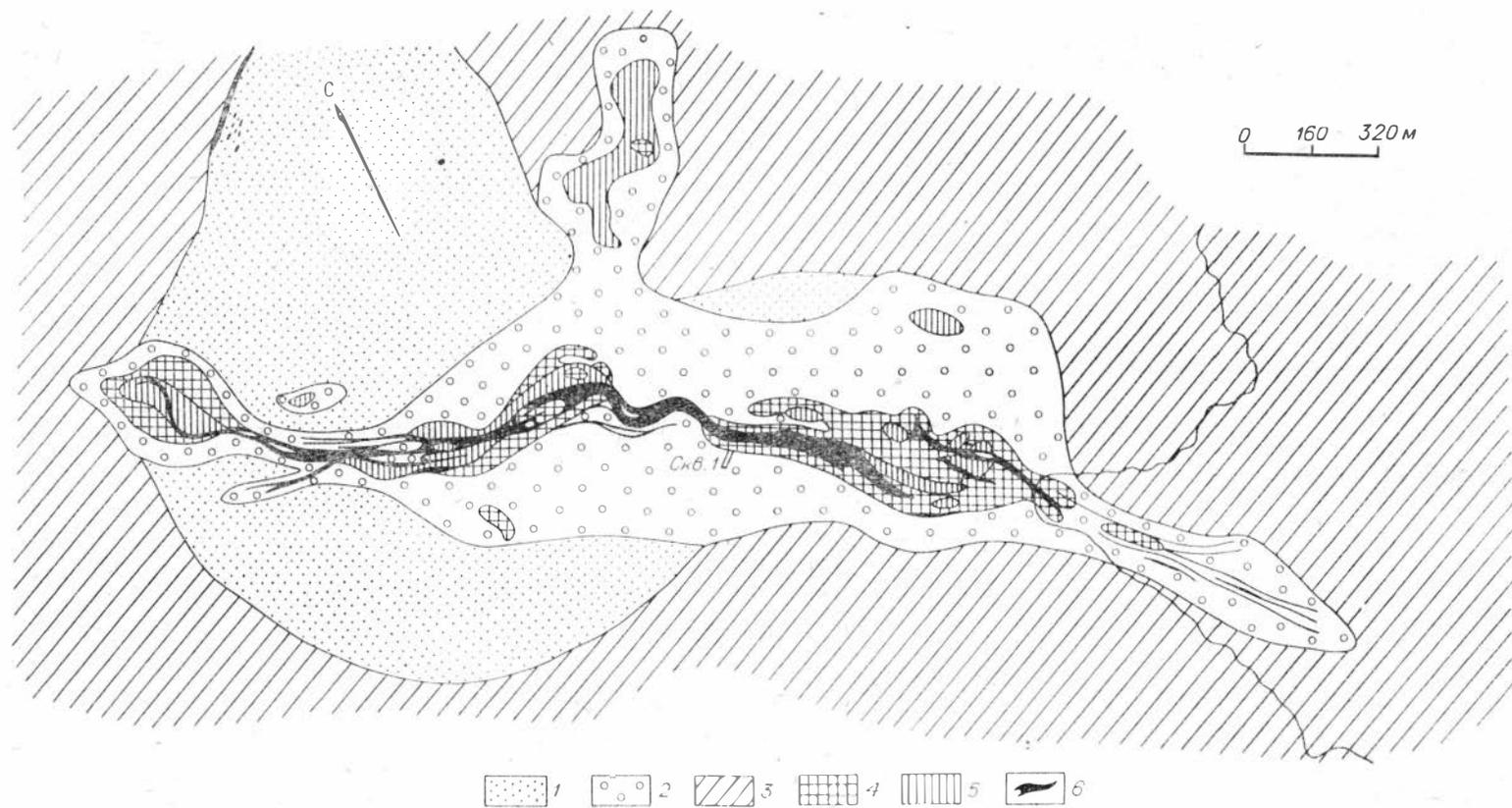


Рис. 39. Схема геологического строения Рудногорского месторождения (по П. П. Аппикеву и В. П. Зорину).
 1 — песчаники; 2 — кальцито-гипсовая порода; 3 — мергели и глины; 4 — брекчиевидные вкрапленные руды; 5 — матовые (кальцито-магнетитовые) руды; 6 — жилы магнетита.

зивами типа кварцевых порфиров, траппов, а также и к зонам нарушений, предшествовавшим появлению дополнительных инъекций. Месторождения поверхностной фации часто характеризуются сравнительно слабой стадией скарнообразования и необычайно обильной минерализацией сульфидной фазы. Именно для месторождений этой фации характерны пространственные и генетические связи с метасоматическими месторождениями. При слабом прогреве в контакте интрузивного тела «малой интрузии» вместо скарна возникнет зона окварцевания, а минерализация сульфидной фазы приведет к образованию вкрапленников или столбов сливных колчеданных руд.

МЕСТО КОНТАКТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СИСТЕМАТИКЕ ПРОДУКТОВ ЭМАНАЦИОННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ И ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ

Контактные месторождения обязаны своим происхождением эманационным растворам того же самого содержания, как и все остальные месторождения, связанные с деятельностью летучих при эволюции магматического расплава. Отличительные черты их состава и структуры зависят от условий накопления минерального вещества в прогретых породах и существенно метасоматического способа его отложения. Минеральные комплексы, слагающие тела контактовых месторождений, возникают в обстановке широкой амплитуды температур, и если скарны образуются при высоких температурах, то минералы сульфидной фазы появляются в условиях очень низких температур. В эту группу, следовательно, придется включать разнообразные по содержанию месторождения. Здесь мы находим руды многих металлов, которые концентрируются в обыкновенных так называемых гидротермальных месторождениях.

Если все месторождения, созданные летучими, по способу отложения минерального вещества и структурным чертам можно делить на жильные и метасоматические, как это делают В. А. Обручев и М. А. Усов, то контактные месторождения, как это указывалось выше, могут легко найти свое место в группе метасоматических месторождений в несколько расширенном понимании содержания этой группы. К метасоматическим месторождениям, с нашей точки зрения, следовало бы отнести три группы месторождений: 1) месторождения рассеянной минерализации (вкрапленники); 2) месторождения сливных колчеданных руд, которые следует рассматривать как столбы среди полей рассеянной минерализации и 3) контактные месторождения.

По глубокому нашему убеждению, во всех этих трех группах появлению сульфидных руд часто предшествует стадия интенсивного привноса кремнезема. В полях рассеянной минерализации она приводит к образованию так называемых вторичных кварцитов, яшм и различного типа окварцованных пород, в полях сливных колчеданных руд в эту фазу образуются «роговики» типа окремненных пород алтайских месторождений * и в условиях прогретых контактов возникают скарны. Наличие скарновых минералов отличает контактные месторождения от всех остальных генетических групп. Но и сама группа контактовых месторождений отличается значительным разнообразием включаемых в нее образований. Как и во всех остальных группах, месторождения, сюда относящиеся, нуждаются в более детальном расчленении. На каких принципах можно построить это расчленение?

В. А. Обручев, В. Линдгрэн, М. А. Усов при описании месторождений этой группы расчленяли ее по минералогическому признаку. В. Линд-

* В. П. Логинов [29а] отметил связь вторичных кварцитов с иридовыми линзами на Урале.

грен выделял среди контактовых месторождений следующие группы: магнетитовые, халькопиритовые, свинцово-цинковые, золото-арсенопиритовые, золотые, касситеритовые, шеелитовые и графитовые. В. А. Обручев выделил месторождения самородных металлов, окислов (цинка, марганца, железа, вольфрама) и сернистых руд (медь, свинец, цинк). М. А. Усов, воспользовавшийся минеральными комплексами, установленными Эммонсом, в качестве характерных ассоциаций для определенных термических условий, выделил следующие формации: магнетитовую, олово-вольфрамомолибденовую, золотую, медную, свинцово-цинковую и никель-кобальтовую. Разделение этих месторождений на принципах иного порядка в литературе отсутствует, если не считать предложения Бержа, поддержанного А. Н. Заварицким [16], выделять в особую группу месторождения типа Кампиглия Маритима, в составе скарнов которых распространены силикаты, содержащие соду.

На основании изложенного материала мы считаем, что при построении классификации контактовых месторождений целесообразно использовать в качестве принципов фазы минералообразования и фации, в которых этот процесс происходил. Магнетитовые месторождения, образующиеся в фазу скарнирования, несомненно, представляют большую и генетически самостоятельную группу; месторождения, входящие в ее состав, подчиняются особым структурам, рождаются при особых условиях. Масштаб минерализации и даже источники эманаций могут быть отличны от месторождений сульфидной фазы. С другой стороны, месторождения, рождающиеся в обстановке поверхностных фаций, в условиях которых эманации сульфидной фазы развиваются при быстром охлаждении пород контактов, могут иметь более сложный состав сульфидов и иные количественные соотношения минерального материала скарновой и сульфидной фаз. В общих чертах систематика контактовых месторождений может быть построена на следующем образом.

I. Месторождения скарновой фазы

А. Магнетитовые месторождения фации умеренных глубин (Магнитная, Темир-Тау).

Б. Магнетитовые месторождения поверхностной фации (месторождения Ангаро-Илимского района).

II. Месторождения сульфидной фазы

А. Месторождения фации умеренных глубин.

1. Месторождения медно-никелевой формации (платиноносные скарны с сульфидами, тип Бушвельда).

2. Месторождения олово-вольфрамовой формации (Питкаранта, шеелитоносные и молибденитсодержащие скарны Хакасии).

3. Месторождения золотой и медной формаций (скарны Ольгинского месторождения в Кузнецком Алатау, медные месторождения Урала и Хакасии), иногда с кобальтом.

4. Месторождения цинковых руд. Типичные месторождения свинцово-цинковых руд нехарактерны. Встречаются мелкие гнезда главным образом железистого сфалерита; распространены в полях месторождений других формаций (магнетитовые месторождения Горной Шории — Темир-Тау).

Б. Месторождения поверхностной фации.

1. Месторождения олово-вольфрамовой формации (Такфон и другие

месторождения Средней Азии, Тырнауз, шеелитоносные скарны Америки).

2. Месторождения золотой и медной формаций (Моренси, Кананея, Бизби).

3. Месторождения свинцово-цинковой формации (Кампиглия, Магдалена).

Магнетитовые месторождения фации умеренных глубин могут расчленяться на отдельные, более мелкие подразделения в зависимости от состава вмещающих интрузив и рудное тело пород, а также от положения интрузива относительно современной поверхности. Так, тип горы Магнитной резко отличен от месторождений Горной Шории, тогда как в пределах последней Тельбесское месторождение, залегающее в порфиритах без видимой связи с материнским интрузивом, резко отличается от Темир-Тау. По-видимому, контактовые месторождения магнетита в известняках чаще обладают большими запасами руд.

Месторождения золотой и медной формации, может быть, и требуют разделения, но на золото, и только на него, разрабатывают сульфидные руды, если в них недостаточно меди или других цветных металлов. Золоторудные месторождения могут быть выделены самостоятельно в группе месторождений фации умеренных глубин, но в группе месторождений поверхностных фаций такое разделение, по данным В. Линдгрена, весьма условно. Он указывал, что золото присутствует в небольшом количестве почти во всех сульфидных рудах контактовых месторождений [94, с. 725]. Можно думать, что в контактовых месторождениях условия вообще способствуют телескопированию; в контактах пород, которые могут служить корнями экструзий или застывают вблизи таких корней, наложение должно быть особенно развито.

Минералы сульфидной стадии, содержащие свинец, для месторождений фации умеренной глубины нехарактерны и не встречаются в количествах, необходимых для извлечения свинца из руд. В них можно наблюдать лишь развитие черного железистого сфалерита. Иногда появляются соединения висмута (скарны Белорецкого месторождения на Алтае). В месторождениях поверхностных фаций свинцово-цинковые руды необычайно развиты и хорошо выражены.

Расчленить сульфидные месторождения поверхностных фаций, несомненно, более затруднительно, так как наложение здесь выражается особенно резко. Но не во всех месторождениях одинаково интенсивно происходит минерализация в различных стадиях. В месторождениях олово-вольфрамовой формации минералообразование особенно интенсивно в ранние высокотемпературные стадии сульфидной фазы, тогда как в месторождениях типа Тетюхэ стадия образования галенита, сфалерита и карбонатов более обильная, чем стадия высокотемпературных сульфидов. Одни и те же минералы можно встретить в рудах месторождений поверхностных фаций всех формаций, но количественные их соотношения будут разными. Так как условия минералообразования у месторождений поверхностных фаций мало устойчивы, мы вправе ожидать, что в пределах рудного района состав руд и характер месторождений будет в высшей степени изменчив, чего не наблюдается в районах месторождений фации умеренных глубин. В последних менее выражена и связь контактовых месторождений с месторождениями других генетических типов.

Наконец, следует указать на общую относительность разделения месторождений на формации. Практика показала, что почти во всех месторождениях олово-вольфрамовой формации присутствуют медьсодержащие минералы, обыкновенно халькопирит. Но медь относительно редко присутствует в количествах, повышающих ценность месторождения. Примесь небольших количеств Mo, Sn или W в значительной степени повышает интерес к медным месторождениям. Поэтому при небольшом развитии в сульфидную фазу минерального комплекса олово-вольфрамовой

формации и при обильной медной минерализации месторождение в целом может с точки зрения общей экономической оценки привлечь внимание как вольфрамовое, молибденовое или, что бывает чаще, комплексное.

ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ И ПРИЗНАКИ КОНТАКТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. Общие положения

В понятие поисковые критерии мы включаем тот руководящий для поисков геологический материал, который может быть использован для выбора района исследований при планировании мелкомасштабных геологопоисковых съемок, а также руководящие данные для постановки более детальных исследований в процессе этой работы.

В понятие поисковые признаки мы включаем все те морфологические черты рудных выходов, которые позволяют геологу при детальных съемках узнать рудное тело или нащупать присутствие его в данном участке. Таким образом, поисковые критерии являются как бы своеобразным адресом, указывающим место возможного пребывания рудной минерализации, а поисковые признаки — приметами, по которым можно узнать эту минерализацию.

2. Поисковые критерии

Контактные месторождения по своей природе ограничены в распространении областями прогрета интрузирующими магмами примыкающих к ним пассивных пород. Они могут располагаться в самом контакте, приспособляясь к нему как к структурному элементу, могут возникать и на некотором от него удалении. Поисками рекомендуется охватывать весь пояс метаморфизованных пород. Но осмотру подлежат также и останцы кровли, сохраняющиеся на поверхности интрузива, так как они представляют собой части прогретых и метаморфизованных пород. При вскрытии интрузива геолога должны привлекать участки метаморфизованных пород, залегающих в эпицентре не вскрытого эрозией интрузивного тела (см. описание Тельбесского месторождения у М. А. Усова [47]).

В интрузивных контактах различных по составу магматических пород скарны и руды развиваются неодинаково. Как было указано выше, скарны известны в контактах интрузивов самого различного состава, но наиболее они распространены и ярко представлены в массивах гибридного характера, имеющих гранодиоритовый или граносениитовый состав. Нередко скарны хорошо развиты в контактах гранитных массивов и гораздо реже встречаются в связи с основными или ультраосновными породами.

Еще Эммонс благоприятным фактором для развития контактных месторождений считал кислый или средней кислотности состав материнской породы и богатство ее калием [65, с. 45]. Примерно к такому же выводу, но в несколько иной формулировке, пришел В. Д. Тимофеев, предложивший ряд поисковых признаков для щелитоносных скарнов Хакасии. Для щелитоносных массивов он считает «обязательным условием наличие в таком интрузиве калиевого полевого шпата» [44, с. 94], что с нашей точки зрения для Хакасии в достаточной мере гарантирует засоренность ассимиляцией интрузивов на данном эрозийном срезе *. Диоритовый облик и заметное количество калиевого щелочного полевого шпата очень характерны для гибридных пород, происшедших из кислых магм.

* См. палингенез (с. 124); выборочное плавление (с. 112).

Вместе с тем совершенно понятно, что положительными критериями в интрузиве и в его окружении следует считать участки, обогащенные шлирами ассимиляции, остатками кровли — ксенолитами и, наконец, пересечением большим количеством даек. Для магнетитовых месторождений более характерны дайки основного состава, тогда как для месторождений с развитой сульфидной фазой в значительном количестве встречаются дайки аплитов и других лейкократовых пород. В. Д. Тимофеев приводит большой статистический материал, подтверждающий это последнее положение для полей шеелитоносных скарнов. Оно лишней раз подтверждает утверждение Спэрра об общности источников даек и эманаций.

Каждая формация контактовых месторождений может иметь свои специфические особенности в связях с активной породой. Так, можно думать, что шеелитоносные скарны нехарактерны для контактов диоритовых или более основных пород. Но, к сожалению, для более частных обобщений пока имеется очень немного материала, который свидетельствует, что с основными и ультраосновными интрузивами контактовые месторождения встречаются не так часто.

В районах развития интрузий поверхностных фаций скарны также встречаются очень часто, но и здесь состав интрузива подчиняется отмеченной закономерности. Монцитит-порфиры и кварцевые порфиры чаще бывают связаны со скарнами, чем более основные породы. При этом следует указать, что месторождения скарновой фазы — магнетитовые месторождения, более лучше развиваются в связи с интрузивами глубоких, чем поверхностных фаций; зато месторождения сульфидной фазы, особенно свинцово-цинковые, в своем происхождении почти исключительно связаны с интрузивами поверхностных фаций.

Состав вмещающих (боковых) пород играет также значительную роль. Несмотря на то, что скарны, например магнетитовые залежи, встречаются в породах различного состава, все же известняки, при прочих равных условиях, по-видимому, более способствуют их развитию, чем остальные породы. Магнетитовые залежи в известняках достигают чаще больших размеров (гора Магнитная), чем магнетитовые месторождения (Горная Шория), залегающие в силикатовых породах. Сочетание интрузии гибридного состава с породами, обогащенными известью, следует считать особенно благоприятным критерием для постановки поисковых работ на контактовые месторождения. Вместе с тем данные о находках скарнов в контактах типичных гранитных массивов с известняками также представляют интерес, так как гибридный характер пород мы ставим в связь с ассимиляцией кислой магмой известняков. При значительных размерах вскрытой эрозией поверхности интрузива гибридные породы могут быть развиты лишь в поясе оруденения, вернее пересечения интрузивом известняков. С этой точки зрения интересными, например, являются данные о наличии магнетитовых руд в контактах гранитных массивов с известняками на Алтае. Заслуживают изучения контакты Тигирецкого гранитного массива, где в свалах и коренном залегании [10] обнаружены магнетитовые скарны. В этом случае наблюдается во-первых, перспективная для интенсификации минерализации комбинация гранит—известняк, а, во-вторых, в этих месторождениях можно ожидать и значительные проявления сульфидной фазы, так как Тигирецкий гранитный массив известен обильным развитием продуктов кристаллизации остаточных расплавов [61].

Благоприятными поисковыми критериями можно считать и некоторые структурные черты. Контактные месторождения интрузивов глубоких фаций имеют тенденцию концентрироваться в апикальных частях и поэтому, естественно, интрузивы с обширной пологой кровлей должны быть особенно интересны для поисков. В районах с развитой молодой (не палеозойской) вулканической деятельностью, где чаще бывают распространены мелкие интрузивные тела поверхностных фаций, контактовые месторождения в своем расположении могут следовать тем же струк-

турам, что и интрузивные породы или месторождения иных генетических типов.

Поисковые работы часто проводятся в районах, геология которых до некоторой степени известна, и поэтому полезными для планирования могут быть критерии, вытекающие из морфологических черт и состава самих скарновых пород.

Светлые скарны, состоящие из бедных железом пироксенов, граната и часто везувиана, сами по себе редко бывают интересными как руды. Они образуются в моменты максимального прогрева, и на них не так часто налагается фаза сульфидной минерализации. Однако развитие их в районе представляет интерес и дает надежду отыскать скарны, богатые железом — тактиты, с которыми чаще пространственно и генетически связаны как магнитные железняки, так и сульфидные руды. Только в случае выпадения стадии тактитов сульфидная минерализация может накладываться на светлые скарны, что, между прочим, характерно для медных руд Юлии и Сахарского (Хакасия). Таким образом, светлые скарны приходится учитывать при поисках тактитов и распространение их в районе нужно рассматривать как благоприятный критерий.

В каждом отдельном районе для поисков месторождений различных формаций могут создаваться свои частные критерии. Раньше упоминалось, что для железорудных месторождений Кузнецкого Алатау развитие светлых скарнов нехарактерно. Возможно, последние развиваются главным образом в условиях скарнирования известняков или при богатстве эманаций железом в полях железорудных месторождений вообще не образуются. В Хакасии, например, Г. Л. Поспелов считает закономерным явлением обогащение магнетитовых руд сульфидами, в то время как В. Д. Тимофеев утверждает, что магнетитовые скарны в Хакасии не шеелитосны, шеелит в большинстве случаев концентрируется в темных гранатовых скарнах. Такие критерии, несомненно, не могут распространяться за пределы района и даже данного рудного поля, так как целиком зависят от порядка геологических событий внутри процесса образования месторождений. Последний, как мы видели выше, является специфическим для района и зависит от фации, величины плутона, структур и состава боковых пород. В приведенном случае отделение шеелита от сульфидов может быть обусловлено возникновением их в различной стадии. Сульфиды могли избирательно поражать магнетитовые скарны, а шеелит — накапливаться в одну стадию с образованием гранатовых скарнов. С другой стороны, будучи относительно высокотемпературным минералом, шеелит при наличии деформационного перерыва типа I—I на рис. 27 может отлагаться и на участке *аб* и на участке *ав*, т. е. в пределах двух стадий. Таким образом, в одном районе в пределах разных интрузивов или даже одного можно наблюдать различные типы месторождений, имея в виду особенности минеральных ассоциаций. Пока такие критерии устанавливаются эмпирически и аргументируются только статистическим материалом. Для того, чтобы ими пользоваться необходимо найти место данных рудных минералов в общем процессе минерализации и только тогда подходить к вопросу о причинах и законах их пространственного распределения.

Скарны в различных участках контактового ореола развиваются неодинаково. Структура вмещающих интрузив пород в этом отношении должна, несомненно, играть значительную роль. На эту сторону обращалось мало внимания, и поэтому указания В. Д. Тимофеева являются единственными и заслуживают более широких обобщений [44, с. 91—93]. По его данным, наиболее интенсивно скарнированием поражаются породы, обладающие структурами, несогласными с поверхностью контакта, срезаемые им. Прогрев играет большую роль в движении вещества и, можно думать, что в согласных контактах он всегда будет меньше, чем в несогласных. Наиболее прогретые части, особенно доступные для движения эманаций, явятся дренажными каналами для поднимающихся раство-

ров. Местным и пока эмпирическим критерием следует считать наибольшую шеелиитоносность у скарных полос меридионального простираения, для Хакасии определенную В. Д. Тимофеевым. Может быть, это положение обусловлено ориентировкой давлений, определявших пути движения растворов, отложивших шеелиит. Само собой разумеется, что в каждом отдельном районе могут быть получены свои специфические такого рода критерии.

3. Поиски рудных столбов среди скарных зон

Этого типа работа требует даже в полях разрабатывающихся месторождений очень детальных и тщательных наблюдений. Поиски магнетитовых тел не представляют особых затруднений, так как, кроме поверхностного осмотра, у геолога всегда имеется возможность провести магнитометрические исследования. Поэтому основное внимание мы уделили освещению способов использования поисковых признаков для обнаружения столбов, связанных в своем образовании с фазой сульфидной минерализации.

Зоны окисления сливных колчеданных руд, проявляющихся среди полей контактовых месторождений, имеют сходные черты с таковыми метасоматических месторождений. В известняках они могут иметь карстовый характер и концентрацию окисленных руд меди и цинка. Именно эти особенности способствовали в прошлые века открытиям значительного количества контактовых месторождений на Урале и в Хакасии. Но в зонах скарных полей, где породы бедны карбонатами или последние отсутствуют, морфологические черты зон окисления могут иметь и отличный характер. Богатые пиритом руды могут быть представлены на поверхности бурыми железняками, располагающимися среди осветленных пород. Но осветление пород серной кислотой не всегда бывает хорошо выражено, так как скарны не подвергаются интенсивному осветлению, подобно кислым изверженным породам или глинистым сланцам, и часто породы, особенно богатые хлоритом и серпентином, сохраняют зеленые окраски. Кроме того, в контактовых месторождениях обыкновенно типичной сульфидной рудой являются штокверковые руды; столбы таких руд узнаются на выходах только при внимательном их изучении. Ободренные породы поверхностных выходов таких руд прекрасно описаны Шмиттом [109, с. 656] для рудных полей района Ганновера в Нью-Мексико. Первичные цинковые руды этого месторождения представляют собой салитовые скарны радиально-волокнистой текстуры, замещенные в различной мере сфалеритом. После окисления текстура сохраняется неизменной, но салит разлагается с образованием лимонита и окислов марганца. Вновь образовавшийся лимонит за счет цинковой обманки имеет губчатую текстуру. Шмитт сообщает, что по виду таких охристых пород можно подсчитать бывшее содержание сфалерита в первичных рудах (рис. 40).

Продукты окисления сульфидных руд контактовых месторождений до сих пор специально не изучались. На основании ряда общих соображений можно думать, что в сравнении с нормальными метасоматическими рудами они должны иметь некоторые специфические черты. Первичные сульфидные руды контактовых месторождений часто



Рис. 40. Кэппинг, происшедший из салитосфалеритовых руд, Ганновер, Нью-Мексико (по Шмитту). Текстура точно отвечает сложению первичной руды; черные пятна — ячеистый лимонит, развиваются на месте бывшего сфалерита, остальная поверхность — пористый лимонит, развившийся на месте прежнего салита.

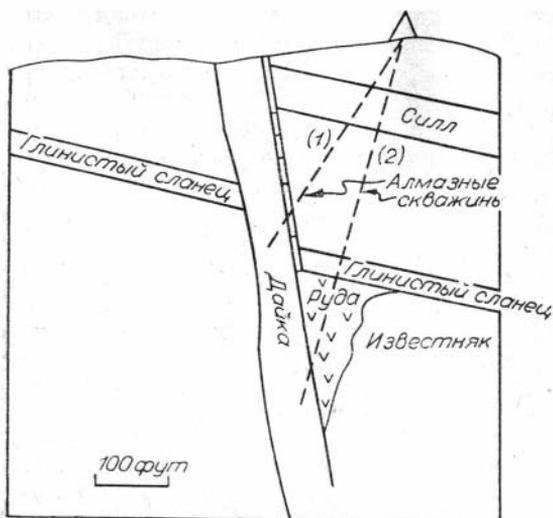


Рис. 41. Метод разбуривания столба по выходам бедных руд (по Шмитту).

ком выветривании скарнов около выходов сульфидных руд больше шансов ожидать явлений вторичного окремнения и опализации, так как силикатовые минералы скарнов по сравнению с алюмосиликатами легче разлагаются с выделением свободного кремнезема.

Следует иметь в виду, что рудное поле контактового сульфидного месторождения состоит, как правило, из целого ряда относительно мелких столбов, очень прихотливых очертаний (см. рис. 29), быстро выклинивающихся с глубиной и снова появляющихся. Как уже отмечалось, контуры этих столбов экономические, в различной мере они окружены бедной минерализацией, которая при эксплуатации во внимание не принимается, но с рудным столбом составляет геологически одно органическое целое. Выявление новых столбов — это основная задача поисковиков и рудничного геолога.

С этой целью предпринимаются очень детальные поверхностные исследования, в частности, Шмитт указывает, что успешные работы он проводил при картировании участка в масштабе 30 футов в одном дюйме (1/360).

Бедная минерализация, окружающая богатые гнезда или столбы, при таких работах может быть использована как показатель богатых руд на глубине. Изучив характер выветривания бедных руд, а также закономерности в сочетании рудных гнезд со структурами, Шмитту удавалось обнаруживать очень сложно скрытые на глубине богатые столбы. На рис. 41 изображена схема разбуривания участка (1 и 2 — скважины) рудного поля, на котором вдоль дайки была обнаружена ветвь (leakage, по Шмитту) бедного оруденения. По данным Шмитта, при учете приуроченности рудных столбов к пласту чистых известняков такие тела подсекались с одной скважины.

В этом же районе Шмитт заметил приуроченность столбов к участкам осветленных мраморов. По его наблюдениям, известняки рудоносного горизонта нормально в поверхностных выходах обладали серой окраской и становились белыми с приближением к столбу. Шмитт полагает, что это осветление связано во времени с моментом образования светлых силикатов, когда могло происходить разложение углерода. Осветление известняков и приуроченность к ним скарнов для районов восточного склона Кузнецкого Алатау отмечает Е. И. Зив [18, с. 117]. Она приходит к выводу, что «улетучивание битумов, возможно, не ограничивалось только

гораздо беднее пиритом, в них можно подметить склонность у отдельных минералов, как например у халькопирита и сфалерита, обособляться в гнезда и самостоятельные скопления. Зерно грубое. Поэтому в зонах окисления должны чаще сохраняться лимонитовые губки, характерные для состава первичных руд. Необходимо учитывать, что такие минералы скарнов, как железистые пироксены и ильваит, легко выветриваются с развитием охр, и цветной характер выходов не нужно преувеличивать. Вместе с тем нельзя не отметить, что при прочих равных условиях в контактовых месторождениях при глубо-

пределами нормального метаморфизма, но продолжалось и позднее — при метасоматозе, когда освобождающаяся углекислота реагировала с углеродом по уравнению $\text{CO}_2 + \text{C} = 2\text{CO}$ и выносила его в виде закиси, как это допускает А. Бержа для контактов Консепевон дель Оро в Мексике». Кроме того, она указывает, что импрегнация мраморов сульфидами уже не оказывает осветляющего действия. Если вспомнить, что углекислота, по данным Бэтлера, обладает наибольшей окисляющей способностью при 500° , можно согласиться с мнением Е. Ф. Зив об окончании осветления мраморов на границе между выделением силикатов скарна и сульфидов. Таким образом, осветление мраморов следует рассматривать как благоприятный признак при поисках скарнов; можно считать естественным, что и сульфидные столбы ассоциируют с осветленными мраморами так же, как они ассоциируют и со скарнами. Отсюда понятно, что не каждая находка осветленных мраморов должна приводить к пространственной ассоциации с ними сульфидных руд. Для этого случая должны быть дополнительные факторы. Например, осветление мраморов может вызвать пространственную обязательную ассоциацию с ними сульфидной минерализации, если оно кроме осветления сделает эти породы более доступными для циркуляции летучих, что может иметь место при развитии в процессе перекристаллизации более крупнозернистого кальцита, обладающего обильными трещинами спайности.

Этот вопрос был поставлен Шмиттом, но, к сожалению, не был доведен до конца.

При условии приуроченности столбов к одному хорошо выраженному на поверхности стратиграфическому горизонту, резкое изменение мощности последнего на выходе может отвечать участку обрушения всякого бока в зоне окисления сульфидного столба и заслуживает проверки канавными работами.

Некоторым признаком, свидетельствующим о наложении фазы сульфидной минерализации на скарны, может служить интенсивное изменение последних с развитием вторичных хлоритов, карбонатов и других минералов, а также зоны окварцевания и карбонатизации. При поисках руд, не содержащих сульфидов, например шеелитоносных скарнов, приходится непосредственно осматривать наиболее молодые структуры, возникшие после скарнирования, или поверхности, которые могут оказаться барьерами. Молодые структуры обыкновенно подчеркиваются дайками, а барьеры бывают представлены наиболее плотными и вязкими породами, которыми часто оказываются сами гранатовые скарны. В Хакасии при пологой кровле известняков, залегающих над интрузивами тел, часто наблюдается обогащение шеелита в нижней части полого залегающего гранатового скарна. Следует также отметить как прекрасный структурный признак частую приуроченность сульфидных руд к местам резкого возмущения в простирании структурных элементов, особенно слоистости. Так, например, по данным Королева [20, с. 53], в месторождении Южного Дарваза сульфиды образуют линзовидные столбы, располагающиеся в изгибах слоистости по простиранию.

Вопрос о столбовом обогащении вообще разработан слабо, а контактовые месторождения в этом разрезе почти не изучались. Поэтому приведенные нами сведения не могут претендовать на полноту и, конечно, нуждаются в дополнении. Однако этот материал, как бы он не был мал, свидетельствует и подтверждает полную приложимость теории столбового обогащения к пониманию рудных тел сульфидной фазы контактовых месторождений и открывает путь к их изучению*.

* Это положение Ф. Н. Шахова подтверждено нами на Синюхинском месторождении, расположение и морфология золоторудных столбов которого контролируются наложенными на скарны системами трещиноватости [64].

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

1. Контактные месторождения от других месторождений отличаются лишь тем, что минерализация, их создающая, протекает в условиях высоко прогретых пород контакта, вмещающих интрузивное тело. Именно поэтому они должны называться контактными.

2. Основным морфологическим и генетическим критерием, отличающим контактные месторождения от месторождений других генетических групп, следует считать развитие в их полях и рудах скарновых минералов. Рудой контактного месторождения всегда является скарн, содержащий какое-то количество рудных минералов.

3. Скарны образуются за счет пород контакта любого состава и генезиса как пассивных, так и активных; метасоматическая природа скарнов установлена точно, но их образование нельзя связывать с процессом контактного метаморфизма, деятельность которого следует ограничить образованием горнфельзов.

4. Многочисленные исследования скарнов установили некоторые вариации в последовательности образования скарновых минералов, а вместе с тем и следующую особенность: последовательность образования минералов скарна сочетается с понижением температуры процесса минералообразования.

5. Если считать, что нормальные породы контактов — горнфельзы — возникают в процессе прогрева, т. е. повышения температуры, то с временем их образования развитие скарнов связывать невозможно. Ведущим фактором в процессе образования горнфельзов является перекристаллизация, сопровождающаяся, возможно, значительным привнесением вещества, но особенно интенсивно проявляющаяся в момент максимального прогрева интрузивом вмещающих его пород. В это время образовавшийся минеральный комплекс можно рассматривать как явление, венчающее процесс перекристаллизации. Между тем образование скарнов связано с процессом интенсивной миграции эманаций через прогретые породы в период начавшегося охлаждения. Скарнообразование следует рассматривать как явление, во времени и пространстве наложенное на процесс нормального контактного метаморфизма.

6. Эманации, образующие скарны, как правило, приходят на данный горизонт снизу в момент, когда прилегающая к контакту магма может раскристаллизоваться. Возникшие из нее интрузивные породы нельзя рассматривать как непосредственный источник скарнообразования. Непосредственными источниками эманаций можно считать шилы ассимиляции, зоны накопления остаточных магм и даже «неизведанные глубины».

7. Близость залегания скарнов к контактам изверженных пород определяется степенью прогрева, которая обеспечивается высокими температурами образования сложных силикатовых минералов, входящих в состав скарновых пород. Но скарны не образуют, подобно горнфельзам, сплошные зоны, опоясывающие выходы интрузивного массива. Залегание скарнов в пределах площадей распространения контактно-метаморфизованных пород подчинено структуре вмещающих их пород и связано с путями миграции термальных растворов.

8. Дайки и другие небольшие интрузивные тела в большинстве случаев сами по себе не могут обеспечить интенсивного прогрева боковых пород, а могут только повышать или несколько поддерживать на большой высоте температуру охлаждающихся пород контакта или иной структуры. Поэтому их контакты не благоприятствуют местной концентрации больших масс скарновых пород. Неблагоприятны для концентрации скарновых минералов широкие зоны прогрева абиссальных интрузий или глобальных частей интрузивов средних глубин. Концентрация скарнов, генетически связанных с интрузивами глубоких фаций, приурочена большей

частью к апикальным частям интрузивных тел, особенно обладающих неровной и обширной, но пологой кровлей.

9. Контактные месторождения бывают связаны с интрузивными породами различных фаций. Довольно резко выделяется группа месторождений, генетически связанных с интрузивами значительных размеров фации умеренных и реже небольших глубин. Обыкновенно этот тип месторождений характерен для палеозойских интрузий. В этой группе численно преобладают месторождения магнетитовые и медные. Вторую группу составляют месторождения, генетически связанные с магмами, застывшими на очень небольших глубинах и часто прорывавшимися на поверхность. Интрузивные породы этого типа обыкновенно молоды по возрасту (послепалеозойские), слагают, как правило, небольшие интрузивные тела и являются часто корнями или резервуарами экструзий. В этой группе преобладают месторождения сульфидной фазы минерализации. Именно к ней относятся месторождения типа Тетюхэ или Кампиглия Маритима в Тоскане.

10. Скарны развиваются в связи с магмами разного состава, но наиболее характерными для их развития являются интрузии среднего — гибридного — состава, прорывающие известняки. В общем случае скарны гораздо чаще встречаются в контактах кислых, чем основных, интрузивов.

11. Процесс скарнообразования заканчивается нормально раньше, чем завершается полностью вызвавший его магматический процесс. Скарны часто секутся дайками. В деятельности эманаций большинства контактовых месторождений можно фиксировать резкий перерыв, отделяющий стадию скарнообразования от стадии развития нормальных минеральных комплексов термальной деятельности. Сульфиды, кварц и даже вольфрамсодержащие минералы и касситерит чаще развиваются в скарнах локально, налагаясь на них во времени и пространстве так, как сами скарны налагаются на горнфельзы.

12. Для контактовых месторождений, образующихся в обстановке пеглубоких фаций, где, по-видимому, легче и чаще разрешаются напряжения и происходят разрывы в горных породах, характерна заметная множественность перерывов как предшествующих сульфидной фазе минерализации, так и развивающихся внутри ее. Поэтому если в общем случае к моменту минерализационной деятельности эманаций сульфидной фазы структура рудного поля в значительной мере усложняется, то особенно сложной она становится в месторождениях неглубоких фаций. Таким образом, участки рудного поля, пораженные сульфидной минерализацией, следует рассматривать как рудные столбы, положение которых подчиняется более сложной структуре, чем самих скарнов.

13. Наложение на скарны минерализации сульфидной фазы протекает в обстановке неустойчивой для силикатовых минералов скарнов. Скарны разлагаются с образованием минералов группы актинолита, эпидота, хлорита, серпентина и некоторых других, обнаруживаемых в областях так называемых «околожилных изменений».

14. Контактные месторождения по своему происхождению и содержанию составляют сложную группу, расчленение которой нами предлагается проводить по прилагаемой схеме.

Схема систематики контактовых месторождений

1. Месторождения скарновой фазы

А. Магнетитовые месторождения фации умеренных глубин (Магнитная, Темир-Тау).

Б. Магнетитовые месторождения поверхностной фации (месторождения Ангаро-Илимского района).

II. Месторождения сульфидной фазы

А. Месторождения фации умеренных глубин.

1. Месторождения медно-никелевой формации (платиноносные скарны с сульфидами, тип Бушвельда).

2. Месторождения олово-вольфрамовой формации (Питкранта, шеелитоносные и молибденитсодержащие скарны Хакасии).

3. Месторождения золотой и медной формаций (скарны Ольгинского месторождения в Кузнецком Алатау, медные месторождения Урала и Хакасии), иногда с кобальтом (Урал, Дашкесан).

4. Месторождения цинковых руд. Типичные месторождения свинцово-цинковых руд нехарактерны. Встречаются мелкие гнезда главным образом железистого сфалерита; распространены в полях месторождений других формаций (магнетитовые месторождения Горной Шории — Темир-Тау).

Б. Месторождения поверхностной фации.

1. Месторождения олово-вольфрамовой формации (Такфон и другие месторождения Средней Азии, Тырныауз, шеелитоносные скарны Америки).

2. Месторождения золотой и медной формаций (Моренси, Кананея, Бизби).

3. Месторождения свинцово-цинковой формации (Кампиглия, Магдалена).

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдулаев Х. М. Генезис шеелитового оруденения в скарнах Лянгарского месторождения.— «Изв. АН СССР», 1941, № 4—5.
2. Александров А. И. Минералогические исследования Ирбинского железорудного месторождения.— «Изв. Томск. индустр. ин-та», 1938, вып. 6.
3. Багратуни Е. Г. К вопросу о генезисе осенных руд горы Благодать.— «Проблемы освоения в геологии», 1936, № 3.
4. Бастин З., Грейтон Л., Линдгрэн В. и др. Критерии возрастных соотношений минералов по наблюдениям в полированных иллицах. (Сборник статей под этим же названием). М., 1934. (См. «Econ. geol.», 1931, v. 26).
5. Батов Н. А. Геология и минерагения железорудных месторождений Кондомской группы.— «Материалы по геологии Зап.-Сиб. края», 1938, № 18.
6. Берг Г. Геохимия месторождений полезных ископаемых. М.—Л., 1937.
7. Бетехтин А. Г. О текстурах и структурах руд.— «Пробл. сов. геол.», 1934, т. IV, № 9.
8. Богданович К. И. Рудные месторождения. Т. I, II. Спб, 1912.
9. Волюнский И. С. Структурно-минералогическая характеристика руд месторождения Ак-Тюс.— «Цветные металлы», 1937, № 3.
10. Глебов С. М., Софронов Н. И. О железных месторождениях Рудного Алтая.— «Вестн. ВГРО», 1938, № 7—8.
11. Гора Высокая и окрестности Нижнего Тагила.— В кн.: Междунар. геол. конгресс, XVII сессия. Уральская экскурсия. Северный маршрут. М., 1937.
12. Грейтон Л. С. Гидротермальные глубинные зоны.— В кн.: Геология рудных месторождений западных штатов США. Сборник, посвященный В. Линдгрэну. М., 1937.
13. Григорьев И. Ф. Полиметаллические месторождения Рудного Алтая.— «Тр. IV Всес. геол. конференции по цветным металлам», 1932, вып. III.
14. Дервиз В. М. Месторождение магнитного железняка горы Благодать.— В кн.: Междунар. геол. конгресс, XVII сессия. Уральская экскурсия. Северный маршрут. М., 1937.

15. Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины Земли. М., 1936.
16. Заварицкий А. Н. Гора Магнитная и ее месторождения железных руд.— «Тр. Геол. ком. Новая серия», 1927, ч. III, вып. 122.
17. Заварицкий А. Н. Геологический очерк месторождений медных руд на Урале.— «Тр. Геол. ком. Новая серия», 1929, ч. II, вып. 173.
18. Зив Е. Ф. Шеелиитоносность скарнов восточного склона Кузнецкого Алатау.— «Тр. Всес. научно-исслед. ин-та минерального сырья», 1939, вып. 145.
- 18а. Калинин Д. В. Экспериментальные исследования физико-химических условий скарнирования. Новосибирск, «Наука», 1969.
19. Коржинский Д. С. Термодинамика п геология некоторых метаморфических реакций с выделением газовой фазы.— «Зап. Всес. мин. об-ва», 1935, ч. 64, вып. 1.
20. Королев А. В., Королева З. А. О значении выяснения последовательности образования гипогенных минералов.— «Сов. геол.», 1941, № 2.
21. Крейтер В. М. Геологоразведочные работы на месторождениях цветных металлов в Северной Америке. М., Геолгиз, 1931.
22. Крейтер В. М. О классификации рудных полей и месторождений. — «Сов. геол.», 1941, № 6.
23. Кропоткин П. Н. О происхождении гранитов.— «Сов. геол.», 1940, № 9.
24. Крук Т. История учения о рудных месторождениях. Л., 1938.
25. Кузнецов В. А. К вопросу о структуре месторождения Княльях-Узень в Хакасии.— «Вестн. Зап.-Сиб. геол. управления», 1940, № 1.
26. Кузнецов Ю. А. Скарны Ольховско-Чибийских контактов в Минусинском уезде.— «Изв. Томск. гос. ун-та», 1927, т. 79, вып. 1.
27. Кузнецов Ю. А. Геологическое строение Абаканского железорудного месторождения.— «Изв. Зап.-Сиб. отд. геол. комитета», 1929, т. VIII, вып. 3.
28. Куперзоник В. В. Полиметаллы Далькрая.— «Тр. IV Всес. геол. конф. по цветным металлам», 1932, вып. III.
29. Лебедев П. И., Молева В. А. К минералогии контактно-метасоматических процессов Ташелгинского железорудного месторождения (Горная Шория).— «Тр. Петрограф. ин-та», 1936, вып. VI.
- 29а. Логиннов В. П. Реликтовые гипогенные минералы в боковых породах Кабанского колчеданного месторождения.— «Изв. АН СССР», 1944, № 5.
30. Магакьян И. Г. Металлоносность скарновых зон Зеравшано-Гиссарской горной области.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1941, № 2.
31. Ньюхауз В. Г. Микроскопические критерии замещения в непрозрачных рудных минералах.— В кн.: Критерии возрастных соотношений рудообразующих минералов. М., 1934. (см. E. Fairbanks's a. The Laboratory Investigation of Ores, 1928).
32. Обручев В. А. Образование гор и рудных месторождений. Л., Изд-во АН СССР, 1932.
33. Обручев В. А. Рудные месторождения. М., 1934.
34. Парффенгольц К. Н. Дашкесан и Заглик.— «Тр. Геол. ком. Новая серия», 1928, вып. 170.
35. Попов В. Новый метод исследования сферолитовых образований.— «Тр. Спб. об-ва естествоиспыт. природы», 1906, т. XXXIII, вып. 5.
36. Пospelов Г. Л. Уленьский рудный узел. Томск. 1941.
37. Смирнов В. И. Полиметаллическое месторождение Верхнее (Тетюхэ, ДВК).— «Пробл. сов. геол.», 1935, № 2.
38. Смирнов С. С. К минералогии Средне-Сибирской платформы.— «Пробл. сов. геол.», 1933, № 10.
39. Соловьев С. П., Никогосян Х. С. Аномальные гранаты районов Тырнауза и переход их в изотропное состояние при нагревании.— «Зап. Всес. мин. об-ва», 1938, № 4.
40. Спейт Ю. А. О контактовых шеелитовых месторождениях Карышской группы.— «Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр.», 1934, № 5.
41. Спэрр Д., Линдгрэн В., Фохт И. О рудной магме. М., Госнаучтехиздат, 1933.
42. Тареев В. М. и др. Электроматериаловедение. М., Госэнергоиздат, 1940.
43. Тетяев М. М. Тектоника рудных полей жильного типа.— «Сов. геол.», 1940, № 8—9.

44. Тимофеев В. Д. Поисковые признаки на шеелит в скарнах Минусинского района.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1939, № 5.
45. Толчинская Ф. С. Полиметаллическое месторождение Ак-Тюс в Северной Киргизии.— «Цветные металлы», 1936, № 10.
46. Усов М. А. Тельбесский железорудный район.— «Изв. сиб. отд. геол. комитета», 1927, т. VI, вып. 5.
47. Усов М. А. Геологическое строение и запасы железных руд Тельбесского района.— В кн.: Материалы по изучению Сибири. Т. I. Томск, 1930.
48. Усов М. А. Краткий курс рудных месторождений. Томск, 1933.
- 48а. Усов М. А. Фации и фазы пород эффузивного облика.— «Пробл. сов. геол.», 1935, № 9.
49. Усов М. А. Источники метасоматических изменений нижнесилурийской толщи Западно-Сибирского края.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1936, № 2—3.
50. Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза. Томск, 1936а.
- 50а. Усов М. А. Геология рудных месторождений Западно-Сибирского края. Томск, 1936б.
51. Усов М. А. Железорудные месторождения Западно-Сибирского края.— «Тр. Конф. по генезису железа, марганца и алюминия». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
52. Федоров Е. С., Никитин В. В. Богословский горный округ. Сиб, 1901.
53. Федоров Е. С., Стратанович Е. Д. Генезис авгитогранатовых пород по новым данным.— «Зап. Горн. ин-та», 1909, т. II, вып. 1.
54. Ферсман А. Е. Геохимия. Т. II. Л., 1934.
55. Ферсман А. Е. Геохимия. Т. IV. Л., 1939.
56. Ферсман А. Е. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1939.
- 56а. Хесс Ф. Л. Мировые запасы вольфрама.— В кн.: Труды XVII сессии Международного геологического конгресса. М., 1937.
57. Хесс Ф., Ларсен Э. Контактново-метаморфические вольфрамовые месторождения САСШ.— М., Цветметиздат, 1932.
- 57а. Харкер А. Метаморфизм. М., 1937.
58. Шахов Ф. Н. Взаимоотношения и контакты изверженных пород с известняками в районе меднорудного месторождения Бого-Боригчен в С. Монголии.— «Изв. Томск. техн. ин-та», 1924, т. 46.
59. Шахов Ф. Н. Ассоциации рудных минералов в железорудных месторождениях Тельбесского района.— «Изв. Зап.-Сиб. отд. геол. комитета», 1930, т. X, вып. 4.
60. Шахов Ф. Н. Состав и генезис руд Коргонского железорудного месторождения на Алтае.— В кн.: Сборник по геологии Сибири, посвященный проф. М. А. Усову. Томск, 1933.
61. Шахов Ф. Н. Материалы к геологии месторождений вольфрама и бериллия на Алтае.— «Пробл. сов. геол.», 1939, т. IV, № 9.
62. Шахов Ф. Н. К теории контактовых месторождений.— В кн.: Тезисы докладов научно-техн. конф. при Томск. индустр. ин-те. Томск, 1940.
63. Шахов Ф. Н., Попов В. С. Месторождения магнезитоферрита в районе Н. Тунгуски.— «Изв. Томск. индустр. ин-та», 1935, т. 54, вып. 14.
64. Щербаков Ю. Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. Новосибирск, «Наука», 1974.
65. Эммонс В. Х. Введение в учение о рудных месторождениях. М.—Л., 1925.
66. Эммонс В. Х. О механизме образования некоторых систем металлоносных рудных тел связанных с гранитными батолитами.— В кн.: Геология рудных месторождений западных штатов США. Сборник, посвященный В. Линдгрену. М., 1937.
67. Bain G. W. Mechanic of Metasomatism.— «Econ. Geol.», 1936, 31.
68. Beck R. Lehre von den Erzlagertstätten.— 1 und 2 Bd. Berlin, 1909.
69. Berg G. Mikroskopische Untersuchung der Erzlagertstätten. Berlin, 1915.
70. Berg G. Zur Gliederung des Vorganges der Kontaktmetamorphose.— «Z. Prakt. Geol.», 1920, 8.
71. Beischlag F. J., Vogt H. L., Krusch P. The Deposit of the Useful Minerals and Rocks. V. I. London 1914.

72. **Bowen N. L.** Geologic Thermometry.— «The Laboratory Invest of Ores a Symposium». E. Fairbanks, New York, 1928.
73. **Burat A.** Theorie des gites metalliferes appuyée sur la description des principaux type. du Harz, de la Saxe etc. Paris, 1845.
74. **Burat A.** Traite du Gisement et de l'Exploitation des Mineraux utiles. Paris, 1858.
75. **Colony R. J.** The Final Consolidation Phenomena in the Crystallization of Igneous Rock.— «J. Geol.», 1923, N 3.
76. **Cotta B.** Die Lehre von den Erzlagerstätten. Freiberg, 1855.
77. **Cotta B.** Die Erzlagerstätten im Banat und Serbien. Berlin, 1861.
78. **Erdmannsdörffer O. H.** Grundlagen der Petrographie. Stuttgart, 1924.
79. **Fairbanks E.** Zonal Distribution.— «The Laboratory Invest. of Ores». (Сборник, составленный E. Fairbanks, New York, 1928).
- 79a. **Fouque F., Levy M.** Syntese des mineraux et des roches. Maison. Paris, 1882.
80. **Furnival G. M.** A Silver — pitchblende Deposits at Contact Lake, Great bear Lake Area, Canada.— «Econ. Geol.», 1939, N 7.
81. **Furnet J.** Etude sur les depots metalliferes. 1835.
82. **Gautier A.** La genèse des eaux thermales et ses rapports avec le volcanisme.— «Ann. mines», 1906, m. IX.
83. **Goldschmidt V. M.** Über die Anwendung der Phasenregel auf die Gesetze der Mineralasoziation.— «Centr. Min.», 1912.
84. **Goldschmidt V. M.** Die Kontakt metamorphose im Kristianiagebiet. Kristiania 1911.
85. **Groddek A.** Die Lehre von den Lagerstätten der Erze. Leipzig, 1897.
86. **Grubenmann-Niggli.** Die Gesteinsmetamorphose. Berlin, 1924.
87. **Holms A.** The Origion of Primary Lead Ores.— «Econ. Geol.», 1937; «Econ. Geol.», 1938, N 8.
88. **Hutting G. F.** Die Zwischenzustände, welche bei chemischen Umwandlungen festen Stoffe durchschritten werden.— «Forsch. und Fortschritten.», 1937, N 13.
- 88a. **Jahns R. H.** «Ribbon Rock» an Unusual Boryllium Bearing Taktite.— «Econ. Geol.», 1944, N 3.
89. **Kerr P.** Tungsten Mineralisation at Orenia, Nevada.— «Econ. Geol.», 1938, N 4.
90. **Krusch P.** Über primiere und sekundare metasomatische Prozesse auf Erzlagerstätten.— «Z. pr. Geol.», 1910.
91. **Lane A. C.** Genetic Significance of Grain. The Laboratory Invest. of Ores a Symposium. E. Fairbanks, New York, 1928.
92. **Lindgren W.** The Character and Genesis of Certain Contact Deposits.— «Am. Inst. Min. Eng. Trans.», 1902, v. XXXI.
93. **Lindgren W.** The Nature of Replacement.— «Econ. Geol.», 1912, v. VII, N 6.
94. **Lindgren W.** Mineral Deposits.— Fourth Edition. New York and London, 1933.
95. **Louglin G. F.** Comments on the Origion and Major Structural Control of Igneous Rocks and Related Mineral Deposits.— «Econ. Geol.», 1941, N 7.
96. **Lovering T. S.** Heat Conduction in Dissimilar Rocks and the Use of Thermal Models.— «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1936, v. 47, N1.
97. **Mc Laughlin D.** Geological Factors in the Valution of Mines.— «Econ. Geol.», 1939, N 6.
98. **Niggli P.** Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma. Leipzig, 1920.
99. **Niggli P.** Ore Deposits of Magmatic Origin, Their Genesis and Natural Classification. London, 1929.
100. **Niggli P.** Das Magma und seine Produkte. I Teil: Physikalischchemische Grundlage.— Akad. Verlagsgesellschaft. m. b. H., Leipzig, 1937.
101. **Osborn F. F.** The Montauban Mineralized Zone, Quebec.— «Econ. Geol.», 1939, N 6s
102. **Prescott B.** The Occurence and Genesis of the Magnetite Ores of Shasta Co., California.— «Econ. Geol.», 1908, v. III, N 6.
103. **Rosenbusch H.** Elemente der Gesteinslehre. Stuttgart, 1923.
104. **Rosenbusch H., Mügge O.** Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien, Bd. I, zw. Hälfte. Stuttgart, 1927.

105. **Schneiderhöhn H.** Erzmikroskopische und spektrographische Untersuchung von platinführenden Nickelmagnetkieselgesteinen des Bushyeld Igneous Complex (Transvaal).— «Chem. Erde», 1929, v. 4, Ref. N 1., zw. Heft, 1930.
106. **Schneiderhöhn H.** Time Temperature Curves in Relation to Mineral Associations in Cooling Intrusions.— «Econ. Geol.», 1934, N 5.
107. **Schöppe W.** Über Kontaktmetamorphe Eisen—Mangan—Lagerstätten am Aranyes-Flusse, Siebenburgen.— «Z. for. Geol.», 1910.
108. **Schmedeman O. C.** Notes on the Chemistry of Ore Solutions.— «Econ. Geol.», 1938, N 8.
109. **Schmitt H.** Outcrops of Ore Shoots.— «Econ. Geol.», 1939, N 6.
110. **Sonder R. A.** Zur Theorie und Klassifikation der eruptiven vulkanischen Vorgänge.— «Geol. Rundschau», 1937, Bd. XXVIII.
111. **Spurr J. F., Garvey G. H., Fenner C. N.** Study of Contact Metamorphic Ore Deposits the Dolores Mine at Mathaella, S. L. P., Mexico.— «Econ. Geol.», 1912, v. VII.
114. **Stelzner und Bergat.** Die Erzlagerstätten. Leipzig, 1904—1906.
115. **Van Hise C. R.** A Treatise on Metamorphism.— «U. C. Geol. Survey Monograph.», 1904, v. 1, XLVII.
116. **Vogt J. H.** Problems in the Geology of Ore Deposits.— «Trans. Amer. Inst. Min. Engrs.», 1912, v. 1, XXXI.
117. **Wagner P. A.** The Platinum Deposits and Mines of South Africa. London, 1929.
118. **Weed W. H.** Ore Deposits near Igneous Contacts.— «Trans. Amer. Inst. Min. Engrs.», 1903, XXXIII.
119. **White Ch. H.** Theory for the Concentration and Distribution of the Copper in the Earth's Crust.— «Econ. Geol.», 1941, N 1.
- 119a. **Wilson L. K.** Tungsten Deposits of the Darwin Hills, Ingo County, California.— «Econ. Geol.», 1943, N 7.
120. **Wright C. W.** The Copper Deposits of Kasaan Peninsula, Alaska.— «Econ. Geol.», 1908, N 3.

ТЕРМИНЫ И ПОНЯТИЯ*

При анализе и характеристике процессов преобразования минерального вещества горных пород используется обширная специфическая терминология. Содержание отдельных терминов со временем менялось и не всегда оно одинаково ныне понимается. Поэтому в целях более ясного построения книги автор решился рассмотреть предварительно некоторые термины и понятия и указать, в каком смысле они применяются.

А н а т е к с и с — термин предложен Седерхольмом [1]. Он обозначает процесс расплавления твердых горных пород с образованием гранитной магмы. Магму эту автор считал новой, возрожденной (палингеной), созданной флюидами, эманациями («ихором»), исходящими из глубокой гранитной магмы. Эсколл полагал, что глубокая гранитная магма может возникать в результате селективного плавления пород или быть остаточной и выжатой. Р. О. Дэли считал необходимым отметить, что в архее геоизотермы были очень сгущены и газы из тела Земли выделялись быстро. Гранитные магмы, «вероятно, были образованы ближе к поверхности, чем послекембрийские...» [26, с. 297]. Подъем тепла и эманаций происходил одновременно. Магма внедрялась благодаря механической инъекции и выборочному плавлению. Возникали региональный анатексис, газовое плавление и ассимиляция с метасоматозом. Р. Рестолл [29, с. 307, 308] анатексис рассматривал «как ультраметаморфический процесс, при котором глубинные породы переплавляются горячими эманациями и горячими газами, поступающими снизу, что предусматривает образование магмы на месте». П. Ниггли [5] явления анатексиса связывал с образованием мигматитов, которые, по его мнению, «происходят из таких глубин, где в силу высокой температуры количество веществ, находящихся в растворе в данный момент времени, больше, чем в каком-либо другом участке земной коры [11, с. 53]. Часто в литературе термины «анатексис» и «палингенез» по своему содержанию считаются синонимами. Особенно это ярко выражено у Рамберга [10]. Вероятно, поэтому в Словаре [4] анатексис рассматривался как «ультраметаморфический процесс, при котором глубоко залегающие породы в той или иной мере расплавляются под воздействием поднимающихся снизу горячих эманаций».

Автор полагает, что гранитоидные расплавы могут возникать и на сравнительно небольших глубинах. Источник эманаций, способствующих образованию расплава, может быть различным. Им не обязательно должна быть рожденная на глубине гранитная магма.

Подобно Рамбергу, расплавление пород автор рассматривает как апогей метаморфизма и считает термины «анатексис» и «палингенез» близкими по существу, отмечающими образование силикатового расплава.

* Глава из незаконченной Ф. Н. Шаховым книги «Магма и руды». Публикуется впервые по рукописи. (Прим. ответ. ред.).

А с с и м и л я ц и я. В начале XX в. процесс ассимиляции рассматривался как воздействие магматического расплава на вмещающие породы. В те времена внимание ученых привлекали преимущественно гранитоидные массивы с развитием в краевых частях порой очень широких зон гибридных пород. С процессом ассимиляции известняков связывали развитие в интрузиве диоритоподобных пород, а в известняках — скарнов. Создавалось представление, что под влиянием магмы происходит нагревание — расплавление вмещающих пород и при этом может иметь место полное смещение в новом расплаве материала граничащих сред. Сюда относятся поля инъекционных пород, описанные Седерхольмом в Финляндии и Южной Швеции. В качестве доказательства расплавления магмой вмещающих инъекцированных гнейсов в монографии Грубенмана приводился рис. 1. К этому времени относится так называемая ассимиляционная теория, в которой с процессом ассимиляции связывали разнообразие в составе магматических пород [5]. Следует для точности указать, что П. Ниггли и в своих поздних работах [11, с. 53] отмечал явления ассимиляции в инъекцированных породах. Он допускает переплавление гранитоидной магмой вмещающих пород. Наличие магматической породы он рассматривает как причину метаморфизма.

Н. Боуэн [6] еще в 1915 г. указал, что гранитная магма, возникшая путем расплавления или в результате кристаллизационной дифференциации, не может вызывать ассимиляции вмещающих пород. Это особенно кажется справедливым, если принять во внимание низкую температуру гранитной магмы. Но развитие гибридных зон и зон инъекционного метаморфизма в природе остались, мало изменились и взгляды на их генезис.

Р. О. Дэли [26] допускал перегрев гранитной магмы и не принял Боуэна. Он отметил, что ассимиляция в архее (сюда он относил явления анатексиса, что не одно и то же) играла большую роль, но после архея она имела очень слабое развитие. Приводимые им в табл. 37 [26, с. 302—305] случаи в большей мере относятся к основной магме. С гранитной магмой он связывает образование диоритов и других гибридных пород. Полагал, что усвоение разного состава щелочноземельной магмой известняков приводит к образованию щелочных магм.

Не отразились взгляды Боуэна и на определение процесса ассимиляции в Словаре, изданном в 1955 г. [4]. В нем ассимиляция рассматривается как расплавление или растворение вмещающих пород интродуцированной магмой. Происходит этот процесс на контакте интрузивного тела или в кровле. «Согласно ассимиляционной гипотезе разнообразие магматических пород объясняется вплавлением больших количеств посторонних масс в жидкую магму» [4, с. 53].

Вместе с тем было распространено представление, что гранитная магма не обладает достаточно высокой температурой, чтобы вызвать плавление вмещающих пород. Казалось необходимо понять иначе явления, наблюдающиеся в контактах гранитоидных массивов с вмещающими породами. Возможные взаимодействия гранитной магмы и твердых пород — ксенолитов — стали освещаться иначе. Никкольде предполагал, что необходимый в этом процессе ионный обмен осуществляется с помощью подвижного водного флюида, иными словами, с помощью летучих. Процесс получил название *к о н т а м и н а ц и и* [12]. Никкольде считал, что диориты в краевых зонах интрузий являются контаминированными породами [13].

Во многих сводных работах петрографов после пятидесятих годов в характеристике процесса ассимиляции уже отражаются взгляды Боуэна и Никкольде. Барт одно время считал, что процесс ассимиляции управляется законами фракционной кристаллизации. Позже [27] он пришел к убеждению, что не дифференциация магмы вызывает разнообразие изверженных пород, а разнообразие осадочных пород, из которых путем

различного рода преобразований, в частности через дифференциальное плавление, возникают пороодообразующие магмы. Он полагал возможным образование щелочных магм при ассимиляции известняков. Но он придавал большое значение ассимиляции материала высокотемпературной базальтовой магмой, в частности, по его мнению, в некоторых случаях состав андезитовых магм обусловлен ассимиляцией силикатных пород базальтовой магмой. Породы биотит-диоритовой серии образуются (из норитовой магмы) дифференциацией контаминированной магмы, которая при высоком давлении усвоила из окружающих пород воду и одновременно обогатилась Si, Al и, возможно, Ca. Некоторые слюдяные диориты образуются в порядке фракционной кристаллизации и одновременно ассимиляцией [9, с. 163—236].

В сводке Ф. Тернера и Дж. Ферхугена подробно рассматриваются взгляды Боуэна, признается невозможность «полной ассимиляции» гранитоидной магмой вмещающих пород [7, с. 83], но допускается реакция кристаллизующегося магматического расплава с твердой основной породой. Авторы допускают ассимиляцию как сложный процесс взаимных реакций между магмой и вмещающей породой. В конечном итоге возникает контаминированная магма, частично закристаллизованная.

Как и в работе Барта, в сводке Ф. Тернера и Дж. Ферхугена особо разбирается ассимиляция вмещающих пород высокотемпературной основной магмой, в том числе и способность базальтовой магмы расплавлять гранитоидные породы. Отмечается образование гранитного состава стекла при воздействии базальтовой магмы на песчаники и сланцы [7, с. 139]. Возникновение на периферии гранитных массивов резко выраженных явлений «ассимиляции» до развития диоритовых пород приписываются авторами контаминации гранитоидной магмой с основными породами. Реакция контаминации гранитоидной магмы с известняками приписывается образованию скарнов, диоритов и сиенитов.

В сводке В. Мурхауза [8] ассимиляция уже рассматривается как реакция магмы с вмещающими породами. Гранитная магма не может расплавлять вмещающие породы, но способна реагировать с ними, изменять содержащиеся в них минералы. Например, лабрадор превращать в альбит, а оливин замещать биотитом и амфиболом. Автор считает, что причины развития гибридных и ассимиляционных зон на периферии гранитных массивов неясны, но называет диориты гибридными породами, в которых наблюдаются пересечения гранитами [8, с. 284]. Таким образом, понятие об ассимиляции претерпело большие изменения в содержании и в применении к объяснению природных явлений.

Автор полагает, что термин ассимиляция в смысле расплавления и усвоения магмой вмещающих пород применим только к высокотемпературным основным магматическим расплавам. Образование гибридных зон, гибридных магм и скарнов в областях кислых интрузий связано, скорее, с процессом магмообразования и деятельностью высокотемпературных летучих и не может быть без оговорок названо ассимиляцией.

А с т е н о с ф е р а. Впервые так назвал Баррель [15] слой пониженных сейсмических скоростей, залегающий примерно на глубине 100 км. Позже Гуттенберг установил область пониженных скоростей, которая залегает под континентами на глубине 60—200 км в верхней мантии. Он полагал, что, «по крайней мере, в некоторых местах на этом критическом интервале глубин породы могут быть расплавлены» [14, с. 174].

В. В. Белоусов [16, 17] рассматривает волновод Гуттенберга как место рождения основных магм и центр землетрясений. По его мнению, базальтовая магма будет всплывать к подножию земной коры и проникать в нее, принося тепло и вызывая региональный метаморфизм и гранитизацию. Магма астенолитов распределяется равномерно по всей площади геосинклинали. Ю. М. Шейнман предлагает гипотезу об «астенолитах» заменить представлением «об узкой струе» [19, с. 108], где магма перемещается бы-

стро, тогда как с астенолитом связано представление о медленном продвижении создающего себе путь расплава [19, с. 107, 108]. Несколько иное содержание в понятие об астеносфере вкладывает В. Е. Хаин. По его мнению, астеносфера залегает в основании тектоносферы и являет собою «магмогенерирующий слой», способность которого порождать магму не зависит непосредственно от тектонических движений. Магматические очаги, контролируются структурными условиями. По-видимому, астеносферу, в современном уровне наших знаний, можно рассматривать как область рождения базальтовых магм.

Выборочное (дифференциальное, селективное, частичное) плавление и выборочная мобилизация. В словаре Ф. Ю. Левинсона-Лессинга [20] приводится (со ссылкой на Дэли) следующее определение: выборочное плавление — выплавление лишь наиболее легкоплавких составных частей, например гранитной эвтектики из каких-либо пород, погруженных в более глубокие геотермические горизонты, или под влиянием интрузии. Необходимо отметить, что Дэли противопоставляя этот процесс полному плавлению пород, которое допускал при погружении «сналя в стекловатый субстрат» [26, с. 296]. В монографии Дэли рассматривается обширная по этому вопросу литература. Интересен вывод Дэли о том, что главным продуктом при плавлении гранитов основной магмой будет микропегматит.

П. Эскола приравнивает содержание термина «выборочное (дифференциальное) плавление» понятию об анатексисе [2, с. 478]. Образовавшаяся легкоплавкая часть выжимается и удаляется в процессе орогена. Происходит выборочная мобилизация жидкого расплава. Оставшийся материал образует реститы. К ним Эскола относит кварциты, слюдяные сланцы, богатые андалузитом, ставролитом и альмандином, антофиллит-кордиеритовые и другие породы. По его мнению, гранитная магма выжимается орогеническими движениями из глубоких частей геосинклинали, где происходит частичное плавление основных пород [2, с. 457].

К. Боуэн допускал селективное переплавление геосинклинальных осадков. Интрузия такой магмы будет сопровождаться избытком тепла и вызывать гранитизацию. Гранитная магма может изменять, но не в состоянии растворять основные породы. Поэтому «тени прежних структур» представляют, по его выражению, трудную проблему для объяснений [28, с. 137].

Ф. Тернер и Дж. Ферхуген допускают образование частичным плавлением как базальтовой, так и гранитоидной магмы. В частности, путем дифференциального плавления в мигматитах образуется низкотемпературная гранитная жидкость [17, с. 326]. Термин «мобилизация» в применении к эволюции мигматитов связывают с переходом от метаморфизма к магмообразованию. Таким образом, в этом случае гранитоидная магма возникает и обособляется в полях гибридных пород — мигматитов.

К. Менерт допускает (наряду с другими способами) образование гранитоидных магм в процессе выборочной мобилизации (отжатия) лейкократового (кварц-полевешпатового) материала (мобилизат). В остатке образуются меланосомы — породы существенно с биотитом и амфиболом. Мобилизат может выжиматься. По его мнению, в полях регионально-метаморфизованных пород чем больше высокотемпературная мобилизация (гранитоидные мобилизаты), тем сильнее порода деформирована (пигматитовые складки, диктионитовые и небулитовые текстуры) [25, с. 127, 128].

В. В. Белоусов полагает, что в волноводе на глубине 200 км под континентами только в исключительных случаях может происходить полное плавление ультраосновного материала. Но базальтовая магма возникает путем частичного выплавления с начальным образованием пленок «на поверхности кристаллов» [24, с. 11]. В дальнейшем она всплывает, мобилизуется и накапливается в кровле волновода. Так, образуются астенолиты.

Интересный пример привели С. Б. Лобач-Жученко и В. П. Чекулаев [21—23]. Селективное плавление они наблюдали в плагиогранитах и гранодиоритах. Возникали пленки кварц-альбитового гранофира у границ кварца и более основного плагиоклаза. Этот процесс наиболее развит в породах с низким содержанием калиевого полевого шпата. В породах возникают пятна кварц-альбитовых агрегатов и реститы.

Выборочная мобилизация развита в гранитах и диоритах. Она заключается в разделении этих пород на лейкократовую часть, способную к перемещению и удалению, и меланократовый остаток. Наблюдаются тонкие жилки и небольшие тела аляскитовых гранитов.

Селективное плавление и выборочная мобилизация, по мнению С. Б. Лобач-Жученко, возникали после перекристаллизации и калиевого метасоматоза [22].

Приведенный материал позволяет полагать, что выборочное плавление допускается большинством ученых как способ образования гранитоидных и базальтовых магм. К. Менерт [26, с. 97] считает, что селективное плавление признается всеми. Следует отметить, что этот способ образования магм, особенно в применении к гранитоидным магмам, многие не считают единственным [31]. Явление частичного плавления чаще рассматривают в области древних (архейских) гранитоидных полей и относят к большим глубинам. Реже его замечают в молодых (после докембрия) интрузиях.

Значительные ограничения в эти представления вносят экспериментальные работы Г. Винклера. Он показал изменение отношений $Q : Ab : Or$ в анатектических расплавах по мере повышения температуры; см. положение составов при 700° (немного выше температуры начала плавления), 720, 740 и 770°. Положение котектических линий для 2000 бар давления H_2O и отношения $Ab/An=5,0$ (рис. 2).

На рис. 2 видно, что при небольшом повышении температуры (20—50°) в обстановке относительно небольшого давления (существующего в пределах сиэля) состав котектического расплава значительно изменяется в сторону обогащения плагиоклазом. Отсюда напрашивается вывод, что в физико-химических условиях больших глубин, где легко допускаются высокие температуры, даже при понижении давления не могут возникать кислые гранитоидные эвтектики. Мало того, с изменением глубины образования гранитоидного анатектического очага на 1—2 км состав расплава должен значительно отклоняться от тройной эвтектики в сторону основных котектик. Поэтому представления П. Эскола и Н. Боуэна нам кажутся мало вероятными.

Гидротермальное образование гранитов. Термин встречается в изложениях экспериментов образования гранитоидных магм в присутствии значительных количеств воды. В этом случае имеется в виду и гидротермальный метаморфизм [32, с. 5]. По существу, здесь идет речь о прогрессивном метаморфизме, который протекает при нагревании породы. Он ничего общего не имеет с гидротермальным метаморфизмом, протекающим с понижением температуры, обусловленным рудообразующими, часто богатыми водой растворами и генетически связанными со становлением магматических тел.

Следует отметить, что существует убеждение о способности магмы вызывать истечением водосодержащих растворов в породы явления прогрессивного метаморфизма. Так, Боуэн [28, с. 116] считает, что вода гранитной магмы, проникая в породы, может их преобразовывать — делать породы сходными с изверженными. Такой прогрессивный метаморфизм, по нашему мнению, не может быть у палингенных магм, кристаллизующихся на месте своего образования. Его явления характеризуют движущиеся части магматического расплава, но и в этом случае его нельзя называть гидротермальным, хотя вода и принимает в нем участие.

Кроме того, существует предположение, что все граниты вне зависимости от их происхождения при температурах ниже 600° «переживают»

перекристаллизацию в «пегматитово-гидротермальных условиях». К. Менерт считает установленным, что граниты при образовании проходят «гидротермальную стадию». Этим он объясняет отклонения от теоретической схемы последовательности магматической кристаллизации Боуэна — Розенбуша [25, с. 126]. Процесс кристаллизации магматического расплава происходит в обстановке охлаждения, и горячие растворы могут воздействовать на раскристаллизованный гранит. Но это явление лучше рассматривать как местное наложение. Перекристаллизацию всего гранитного массива в целом в этих условиях обосновать очень трудно, так как остывание и кристаллизация в пределах массива неравномерны во времени и происходят в разных физико-химических условиях. Несколько иначе освещает конец кристаллизации некоторых магматических расплавов Е. Садецки-Кардош [39]. Он полагает, что некоторые гранитоидные магмы в процессе интрузии могут поглощать из вмещающих пород большое количество воды. Это может привести к продлению кристаллизации расплава до очень низких температур с кристаллизацией вещества уже из гидротермального раствора. «Силикатные породы, — отмечает он, — и водный раствор друг в друге мало растворимы, благодаря чему имеется определенный перерыв в кристаллизации» [39, с. 95]. Таким образом, он дает типичную картину наложения продуктов гидротермального метаморфизма на магматическую породу. «В большинстве случаев, — указывает он, — практически можно хорошо различать обе фазы». Породы такого рода он предлагает называть гипоматитами [39, с. 95].

По-видимому, если изменение пород вызывается деятельностью летучих, но происходит в условиях нагревания (повышающихся температур), его не следует без оговорок называть гидротермальным метаморфизмом.

Г р а н и т. В словаре Левинсона-Лессинга [20] этот термин присвоен глубинной, кристаллически-зернистой породе, в составе которой главными минералами являются калиевые полевые шпаты, кварц, плагиоклаз и темноцветные компоненты. В развитие этого определения приводится 75 разновидностей, что говорит об относительно разнообразном проявлении этих пород в природе.

Необходимо при этом отметить, что парагенетический комплекс главных компонентов (Q — Fr — темноцветные минералы) очень устойчив и близок к эвтектике (анхизэвтектическая порода). Тем не менее в природе проявления гранитов можно считать еще более разнообразными, если учесть, что они генетически связаны переходами с целым рядом разнообразных по составу пород, объединяемых в современной литературе термином «гранитоиды», происходящих часто из одной магмы.

В настоящее время очень развито представление о полигенном происхождении гранитов [33—38]. На этом основании создаются классификации. Одной из них является систематика, предложенная на II Всесоюзном петрографическом совещании К. Смуликовским [46]. Такие систематики всегда отражают противоречивость взглядов на происхождение гранитоидных пород, возможную их неоднородность и желание примирить и сгладить несоответствия в представлениях об их происхождении. Известно высказывание Х. Рида, что «есть граниты и граниты» [36]. Но, допуская генетическую неоднородность этих образований, он считал возможным утверждать, что они должны иметь общее происхождение [36, с. 335]. Это положение он иллюстрирует схемой развития разных гранитов в подвижных поясах [37, с. 425].

Автохтонные Граниты с мигматитами	→	Паравтохтонные Граниты (перемещенные)	→	Интрузивные Магматические граниты	→	Гранитные Плутоны
---	---	---	---	---	---	----------------------

Позже подобную схему дал К. Менерт [25], в которой он показал ряд возникновения гранитоидов в орогене.

Мобилизация пегматоидных компонентов (кварц+поле- вой шпат)	→ Мобилизация гранитных ком- понентов (кварц+поле- вой шпат+ +темноцветные компоненты)	→ Интрузия па- лингенной гра- нодиоритовой и гранитной магм	→ Бластез кали- евых полевых шпатов в плу- тоне и вмеща- ющих породах
---	--	---	---

Нетрудно убедиться, что X. Рид и К. Менерт в основе развития гранитоидной магмы видели метаморфизм и в основании их построений лежит материал изучения существенно древних докембрийских формаций.

X. Рид [3, с. 160] современные классификации изверженных горных пород рассматривал как классификации образцов в ящиках кабинетных шкафов. Он считал, что для этого породы не изучались в поле. Поэтому известные классификации не генетические. К. Менерт [25, с. 134] считал генетическую классификацию гранитов делом будущего. И все-таки попытки дать такие классификации имеются. Сам К. Менерт выделял по генезису гранитов три группы: 1) граниты магматического происхождения; 2) граниты, возникшие в результате выборочной мобилизации; 3) граниты метасоматического происхождения [25, с. 124]. Такое разделение очень популярно среди геологов.

Большой известностью среди геологов пользуется тектоническая систематика гранитов, предложенная П. Эскола [38] для кристаллического фундамента Финляндии. П. Эскола полагал, что граниты — породы геосинклинальных областей, и поэтому своеобразие их проявлений должно быть связано с тектоникой, процессом формирования подвижных поясов. Наиболее ранним он считал синкинематические граниты, сланцеватые, слагающие согласные со структурой вмещающих пород линейные тела. Эти образования богаты Na, Ca и по составу близки с гранодиоритами, кварцевыми диоритами и трондъемитами. Иногда в них встречаются (автор считает дифференцитами) габбро и перидотиты. По его мнению, породы этой группы возникли из магмы. Считает, что в них «ассимилировалось большое количество постороннего материала» [38, с. 197]. Иными словами, породы эти имеют гибридный характер. Позже возникли серокинематические граниты. Они ориентируются вдоль орогенных зон, иногда неясно. Границы плутонов «беспощадно прорезают» структуры кристаллических сланцев. В них часто можно видеть явления метасоматизма вмещающих пород. Граниты калиевые, слагают громадные батолиты [38, с. 200—201]. Третья группа самых молодых посткинematических или акинематических гранитов возникает в апорогенных зонах после метаморфизма. Иногда они проникают в неметаморфизованные осадочные породы [38, с. 202].

Идеи П. Эскола и К. Менерта по-разному отразились в литературе и их часто эклектически объединяют. Позволю себе привести два примера. Л. Раделли [34] выделяет в Андах три группы гранитов: I — анатектические и синкинематические граниты, образовались ультраметаморфически, в твердом состоянии; II — интрузивные граниты, возникли в мезо- и эоцине при расплавлении прежде существующих пород, сопровождаются риолитами и микрогранитами; плавление появлялось в зонах максимального напряжения; III — батолиты кварц-диоритового состава, образовались метасоматически из основных морских эффузивов.

В докембрии Швеции П. Гейер [35] разделяет граниты в зависимости от структурного их отношения к орогену. Выделяет «приморогенные», сходные с гранитами Кордильер, и «серорогенные», которые образуются не анатектическим путем, а путем прямой кристаллизации глыбной магмы.

В приведенных случаях совершенно по-разному, очень вольно и противоречиво используются возможные способы образования гранитов и свя-

зи их со структурами подвижных поясов. Мало учитывается связь магматического расплава с метаморфизмом. Мы полагаем, что рациональнее думать не об образовании гранитов, а о рождении гранитных магм [41]. Для целей экономической геологии в классификациях имеет смысл считать изверженной породой только образование, возникшее из магмы. Остальные породы, сходные с гранитами, лучше рассматривать как метаморфические образования. С этих позиций наиболее выдержанным является разделение гранитов, предложенное П. Эскола.

Г р а н и т и з а ц и я. Термин применяется к интенсивным метасоматическим преобразованиям пород со следами деятельности богатых летучими растворами и развитием гранитных пород. В прошлом столетии учеными французской школы [43] был поставлен вопрос о метаморфическом происхождении гранитов. Они утверждали, что породы, более богатые кремнекислотой, чем базальты, не могут быть получены без участия воды и других минерализаторов. Идея об образовании гранитов с помощью высокотемпературных растворов все более завоевывает сторонников, но вместе с тем и понятие о процессе гранитизации приобретает в литературе очень разнообразное содержание. П. Ниггли [11] в свое время указал, что понятие о гранитизации применяется в разных смыслах. К ней относят: образование мигматитов — инжекционный метаморфизм, ультраметаморфизм с переплавлением пород палингенезом, селективное плавление. Термин «гранитизация», отмечает Ф. Гроут, применяется очень вольно. Он предлагает отличать гранитизированные, прошедшие через жидкое состояние, породы от изверженных [43, с. 274]. Он определяет гранитизацию «как группу процессов, вследствие которых твердая порода (не обладающая достаточным количеством жидкости, которая может ее сделать подвижной или реоморфической) становится более похожей на гранит, чем это было до нее ранее» [43, с. 274].

Близки к этому взгляды так называемых метаморфистов Рида, Рейнольдса, Успенского [3, с. 36, 44, 45], которые рассматривают гранитизацию как процесс метасоматического преобразования пород в твердом виде. При этом образуются разнообразные гранитоидные породы, а у Н. М. Успенского — ультраосновные массивы Урала. Очень сходна с формулировкой Ф. Гроута первая часть определения Ю. А. Кузнецова [47, с. 298]. Гранитизацию он рассматривает как метасоматический процесс, сопровождающийся привнесением щелочей и кремнезема (и выносом Mg, Fe и Ca), в результате которого порода без перехода в жидкое состояние становится более похожей на гранит, чем она была раньше. Но далее он отмечает, что для гранитизации обычное явление — это перерастание ее в магмообразование. Предполагается, что гранитизация происходит на больших глубинах, в условиях весьма высоких давлений, где инфильтрационное перемещение вещества невозможно [47, с. 300].

По существу, нет геологов, которые бы отрицали возможность возникновения гранитной магмы в процессе метаморфизма, особенно регионального. Возникновение магматического гранитоидного расплава рассматривается часто как кульминационная точка регионального метаморфизма [24]. Механизм этого процесса (гранитизация) представляется различным. По Д. С. Коржинскому, гранитизация — не метасоматический процесс, но «инфильтрационное магматическое замещение», происходящее под влиянием сквозьмагматических растворов [40, с. 56]. Он считает, невероятным метасоматическое происхождение гранитов, а прогрессивный метаморфизм (гранитизацию) с привнесением щелочей приписывает деятельности сквозьмагматических растворов, отщепляемых гранитной магмой [40, с. 62]. Источником горячих (сквозьмагматических) растворов, как и тепла, являются глубокие части планеты.

Многие ученые (Баддингтон, Грейтон, Эскола) считают возможным связывать гранитизацию с летучими, исходящими из магматических очагов, иногда глубоко залегающих.

А. Баддингтон [49] полагает, что гранитизация вызывается эманациями из гранитной магмы. Она может повлечь образование гранитов. В более поздней работе он приходит к выводу, что в районах США гранитизация только иногда участвовала в механизме формирования плутонов в эпизоне, имела подчиненное значение в мезозоне, но играла большую, хотя не обязательно доминирующую, роль в катазоне [48, с. 96]. «Ореолы гранитизации», по мнению Л. Грейтона [50, с. 24], создаются эманациями, выделяющимися из гранитного тела. П. Эскола считает, что «метасоматическую гранитизацию» вызывает сама гранитная магма [38, с. 190].

Заслуживают внимания высказывания К. Менерта [31]. Гранитизация, по его мнению, — процесс, при котором твердые породы переходят в породы гранитоидного состава и текстуры [31, с. 288]. Это определение включает все возможные геологические и физико-химические процессы, которые могут гранитизировать породу (бластез, метасоматоз, анатексис). Автор считает, что анатектические и магматические серии пород переходят одна в другую. По его мнению, термин «гранитизация» необходимо применять пока не произойдет движение расплава [31, с. 289]. Но так как смысл термина слишком изменчив, лучше его совсем не использовать, поскольку имеются адекватные специальные термины.

В общем нужно согласиться с К. Менертом, хотя бы потому, что даже самостоятельный ученый, применяя термин «гранитизация» без особых пояснений, невольно может оказаться в положении эклектика. В настоящее время это понятие отражает все представления об образовании гранитов и других похожих на них пород и включает в себя все основания, по которым многие ученые признают различное происхождение гранитоидов.

Принимая идею о рождении магм, даже «ювенильных», можно пока сделать только один вывод, что способ их образования мог быть в различной обстановке неодинаков. Но это рождение всегда должно связываться с преобразованием вещества исходных пород — метаморфизмом. Гранитоидная магма может рождаться только в процессе прогрессивного метаморфизма и особенности его перед скачком в расплав обозначаются породами с общепринятыми названиями. Они ближе и точнее отражают премагматический этап, чем общий термин гранитизация.

Дегранитизация. Нью-Йорк [51] рассматривает зоны гранулитовых пород в докембрии Гренландии как дегранитизированные остатки по отношению к гранитизированной амфиболитовой зоне. К. Менерт [25, с. 131], исходя из этого, полагает, что основание батолитов и массивов гранитизированных пород представляет собой зону дегранитизации и должно быть сложено породами «самыми глубинными из выходящих на поверхность, а именно чарнокитами и гранулитами»*. На этой основе он дает трехчленное деление сиалической части земной коры. Нижняя зона в этом делении представлена «высокометаморфическими породами гранулит-чарнокитовой фации, а также гранитизированными и дегранитизированными породами» [25, с. 132]. Малораспространенный и геологически слабо обоснованный термин, близок по содержанию термину «остаточные (реститы) породы» при анатексисе, по Эскола (см. «Выборочное плавление»).

Кинцит — порода, лишенная ортоклаза и состоящая из олигоклаза, темной слюды, графита и кристаллов граната. Обнаружена в Шварцвальде (с. Кинцигит) и описана Х. Фишером в прошлом столетии. Составляла включения в гнейсе [4, 20]. Происхождение породы дискутировалось. Предполагалось, что исходным для нее материалом могли быть богатые глиноземом осадочные породы. С другой стороны, делались предположения, что состав ее обусловлен миграцией из включающего гнейса

* Гранулит при малом давлении. — «J. geol.», 1971, № 3.

щелочей и кремнезема. Разногласия об их генезисе сохранились до наших дней. Эскола [38] называет кинцигитами (в Финляндии) гнейсы с прожилками гранита, содержащие гранат, кордиерит, силлиманит и другие богатые глиноземом минералы. По химическому составу близки глине. Считает их метаморфизованными осадками. К. Менерт [25, с. 108] полагает, что подобные породы при обильном содержании Mg—Fe—Al можно рассматривать как остаточные при мобилизации расплава, возникающего анатектически (селективном плавлении). Позже [31, с. 336] образование кинцигитов он рассматривал как остатки при пегматитовой мобилизации. Породы, обогащенные фемическими минералами, могут, по его мнению, возникать в процессе дегранитизации. Во многих случаях при допущении возникновения (выплавления) магматического расплава допускались и остатки от этого процесса — рестины. Термин этот понятнее и лучше отражает механизм возникновения таких образований. Недавно он рассмотрен Л. Ф. Филипповым, который образование расплавов и реститов связывает в процесс «палингенной дифференциации» [52, с. 946].

К о н т а м и н а ц и я (см. ассимиляция). В словарях определяется как засорение (загрязнение) магмы веществом вмещающих пород, отличных по составу от магматического расплава и не полностью ассимилированных [4, с. 337; 20, с. 69]. Барт [2, с. 127] рассматривает контаминацию как усвоение магмой вещества пассивных пород. Применяет этот термин преимущественно к дифференциации основных базальтовых магм [9, с. 205, 232]. Нужно сказать, что не всегда этот термин противопоставляется ассимиляции. Это особенно характерно для высоконагретых базальтовых магм, где можно допускать усвоение и даже расплавление пассивных пород. Но иногда и применительно к гранитной магме допускают некоторое упрощение в содержании процесса по сравнению с формулировкой Тернера и Ферхугена (см. ассимиляцию). В руководстве У. Т. Хуана [53, с. 131, 132] можно встретить указание, что известняки заимствуют из гранитной магмы SiO_2 и Al_2O_3 и поэтому «обогащаются» силикатами (гроссуляр, диопсид, волластонит), а граниты под влиянием контаминации переходят в гранодиориты и диориты. В этом случае контаминация представляется обусловленной движением подвижных летучих растворов. Вместе с тем, наличие в гранитах силлиманита, андалузита и кордиерита, по мнению этого же автора, свидетельствует об образовании гранитов «путем ассимиляции глиноземистых осадочных пород» [53, с. 132]. Термин «контаминация» в последнем случае не отличается от понятия ассимиляция.

Трудность допущения растворения низкотемпературной гранитной магмой тугоплавких пород в литературе остается до сих пор. Оригинальный выход из положения был предложен П. И. Лебедевым. Он допускал, что граниты могут образовываться из основных пород «медленными контаминационными процессами». Эти процессы вызываются «условной» гранитной магмой, которая, по мнению автора, представляет собой «комплекс щелочных кремнекислых растворов» [54, с. 306]. При этом возникают контаминационные ряды: монционит — чарнокиты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты. Процесс может остановиться на любом из членов ряда. Автор близко подходит к идее образования гранитоидных магм под влиянием потока летучих.

М а г м а (исомагма). В конце XIX и начале XX вв. единодушно принималось определение магмы Розенбушем [56, с. 27] как огненно-жидкого расплава. У некоторых ученых содержание этого термина мало изменилось почти до наших дней. Вегман [11, с. 58] магмой называет принадлежащий внутренности Земли и оттуда исходящий раскаленно-горячий «молекулярный» раствор, который обладает большим пространственным объемом и геологической самостоятельностью. К нему близки представления П. Ниггли, который, в согласии с Дрешер-Каденом, считает, что слово «магма» является понятием состояния, а не понятием о веществе и

предлагает отличать метаморфические породы типа мигматитов от магматических.

По П. Ниггли [11, с. 66], «магма — это огромная связанная часть материи внутри литосферы, где-то и когда-то возникшая, которая находится или полностью в жидком состоянии или способна к переходу из этой фазы в твердое состояние». Из определения П. Ниггли можно понять, что вне зависимости от процесса, способствовавшего ее образованию и времени ее возникновения, магма всегда будет расплавом. Примерно такое же содержание термина дает А. Н. Заварицкий. У него «магма представляет собой взаимный раствор—расплав ряда минералов и выделяющихся из нее летучих веществ» [57, с. 60]. Эти представления существенно отражены и в словах [4, 20].

Вместе с тем особенно в связи с развитием идей о палингенном происхождении кислых и основных магм, анатексисе и происхождении мигматитов возникло представление о многофазном состоянии рожденной и интрузирующей магмы. Магма понимается как не полностью жидкий расплав. По мнению Х. Рида [36, с. 334], гранитная магма никогда не была полностью разжиженной. Это же представление излагается в руководстве Ф. Тернера и Дж. Ферхугена, хотя магму они называют горячим, подвижным силикатовым расплавом. Этот термин они применяют ко всем подвижным изверженным материалам, которые в значительной части состоят из жидкой фазы, имеющей состав силикатового расплава [7, с. 52]. По отношению к основным, и особенно ультраосновным, магмам применяется нередко термин «каша», которая состоит из возникшего расплава и остаточных кристаллов [19, с. 148]. Близок к этому по содержанию термин «мигма», под которым понимают способный к движению силикатный расплав, содержащий включения — остатки от плавления породы [4]. При большом количестве включений трудно представить себе движение этого расплава, а при малом он не отличается от магмы. Вероятно, с этим связано и осторожное определение Боуэна [28, с. 114] магмы как «материала, который дал начало изверженным породам».

Осложнения в определении термина связаны также с желанием в какой-либо даже компромиссной форме сохранить представление о первичной (ювенильной) и вторичной, вновь возникающей, гранитной магме. Характерно в этом отношении представление А. Баддингтона [49, с. 190], по мнению которого первичный гранит образовался вблизи поверхности Земли, в процессе первичной дифференциации планеты. Эта гранитная магма затвердела в виде первичных ядер континентов. Затем из этого слоя путем частичного или полного его расплавления стали возникать гранитные магмы: иногда они образовывались за счет гранофилов и габбро. Х. Рид полагает, что первичная гранитная магма могла возникнуть в результате расплавления сиалического слоя [36, с. 314]. Так думал и Седерхольм [59, с. 26]. Но под влиянием интенсивной деятельности летучих, источником которых может быть также глубокозалегающая гранитоидная магма (см. анатексис), может возникать новая магма (неомагма). Губсид [33, с. 230] предполагает, что в процессе реоморфизма любого типа породы переходят в пластичное состояние и способны превращаться в новую магму—неомагму. П. Ниггли [55, с. 382] палингенную магму, связанную с развитием мигматитов, считает повторной, вторичной. Если принять во внимание, что большинство, если не все исследователи, принимают возникновение гранитоидной магмы в сиале, т. е. сравнительно на небольшой глубине и при небольшой температуре, едва ли есть необходимость думать о разных способах его расплавления. Во всяком случае для расплавления пород сиала везде понадобится приток тепла и летучих, в том числе и для расплавления в древние времена сиалического слоя. Нетрудно заметить, что тенденция выделять вторичную и первичную гранитные магмы создает заколдованный круг для понимания их образования. Наконец, представление о механизме селективного плавления

ния требовало прихода в метаморфизующиеся породы летучих — флюидов, которые Седерхольм называл ихором и которые он и его последователи, например П. И. Лебедев [54, с. 504], называют гранитной магмой и представляют ее как «термально-пневматолитовый комплекс элементов и их соединений, а также, в редких случаях, действительно силикатный расплав» [54, с. 304]. Движение летучих и привнос тепла действительно необходимы для образования в силе гранитоидного силикатового расплава, но именовать этот материал магмой не имеет никакой нужды и смысла.

Гранитоидная магма время от времени, по-видимому, возникала во все известные эпохи формирования земной коры, и, вероятно, этот процесс всегда имел подобными основными (физико-химического порядка) черты.

М и г м а т и т ы. По Седерхольму, мигматиты бывают различного состава и возраста. Обыкновенно они представляют собой смесь кристаллических сланцев и гранитов. Состав мигматитов всегда близок гранитам с некоторым увеличением железа, магния и натрия [59, с. 7]. Седерхольм рассматривал мигматиты как гибридные породы; гранитный материал он считал юным, часто инъецированным в сланцы или возникшим анатектически. Очень характерно генетическое определение мигматитов Х. Г. Баклундом, учеником и последователем Седерхольма. При констатации образования мигматитов из кварцитов он приходит к выводу, что «мигматиты никогда не были однородным расплавом, но представляют собой смешение большого избытка твердой фазы с незначительным количеством временами возникавшей жидкой фазы («Porenmagma») [78, с. 321].

П. Ниггли [11] отметил, что после Седерхольма представления о мигматитах очень расширились. Так, у Вегмана зона мигматитов — краевая зона вторгнувшегося гранитного расплава и в то же время переходная зона, в которой горные породы превращаются в граниты. По мнению П. Ниггли, Вегман подчинил образование мигматитов гранитизации и фельдшпатизации [11, с. 46]. К. Шейнман [11, с. 50] стал рассматривать мигматиты как грубо смешанные породы, состоящие из нерасплавленных частей твердых пород и молодого магматического расплава. Последний может быть выплавлен и он не нуждается в объяснении его происхождения в связи с гранитной магмой. Учитывая различие взглядов и представлений на генезис магматитов, Ниггли полагал, что понятие мигматит само по себе не является необходимым, так как оно включает более конкретные по содержанию процессы, как-то: гранитизацию, инъекционный метаморфизм, переплавление, пневматолитиз и т. д. Тем не менее в развитии взглядов Седерхольма и Шейнмана он предложил мигматитами называть «породы и участки пород, которые обнаруживают большое разнообразие магматических и метаморфических текстурных и структурных особенностей, образуются в переходных зонах между магматическим и твердым состояниями и претерпели метаморфизм, во время которого без какого-либо увеличения объема значительная часть их достигла флюидного или расплавленного состояния» [11, с. 56].

Х. Рид, рассматривая представления Седерхольма, отмечает, что необходимость для образования мигматитов в приходящей снизу гранитной магме в значительной степени отпала [3, с. 252]. Считает, что мигматиты занимают промежуточное положение между изверженными породами и кристаллическими сланцами. Протестует против термина «грубо смешанная» порода и отмечает, что в ряде случаев мигматиты образуются в процессе тонкого проникновения гранитного материала и нередко являются однородными породами [3, с. 229]. В работах Рида нет оригинального определения мигматитов, но по общему тону изложения можно думать, что ему близко определение П. Ниггли [3, с. 160, 246, 247].

Идеи Седерхольма очень сильно и порой свежообразно отражаются во взглядах современных ученых. А. Баддингтон [48, с. 225—228], например, рассматривает мигматиты как частное явление в процессе становления гранитоидных тел. Он приходит к выводу, что только 15% гранитных пород

Северо-Западного Адирондака образовались из метаморфизованных пород в результате гранитизации и мигматизации с возникновением пегматитовой и обогащенной калием магмы. Процесс ее образования вызывался эманациями из более крупных магматических тел батолитового типа. Вопреки приведенному выше мнению Рида, Баддингтон для образования мигматитов ищет источник летучих в «первичной» — приходящей — гранитной магме. Т. Барт [9, с. 364] считает, что «магматическая» часть у мигматитов не связана с гранитоидной магмой. Она может образовываться на месте в результате метаморфической дифференциации. Мигматиты, по его мнению, продукт пропаривания пород анатектическими растворами. Образование их связано с явлениями гранитизации и метасоматоза. Он считает, что такие типы пород не могут быть описаны адекватно привычным петрографическим термином. Для рассмотрения процесса образования мигматитов и развития их специфических стадий может быть использована разнообразная терминология: магматизм, палингenez, контаминация, гибридизация, ультраметаморфизм, инъекционный и гидротермальный метаморфизм. Как видно, в своих представлениях он близок П. Ниггли.

В недавно вышедшей из печати сводке о мигматитах К. Менерт отразил наиболее распространенное среди геологов представление о их генезисе. По его мнению, мигматиты представляют собой глубинные зоны коры. Они являются породами, состоящими из двух или более петрографически различных частей, одна из которых — боковые породы — более или менее метаморфизованные, другие — плутонического происхождения: пегматиты, аплиты, граниты и другие породы [31, с. 308].

Существуют также некоторые особенные представления о деталях и последовательности событий в процессе образования мигматитов. Со времен Седерхольма не раз высказывалось мнение, что развитие мигматитов бывает региональным и локальным, приуроченным к периферической части гранитных массивов [30, 60]. В первом случае происхождение магматического материала связывают обычно с анатексисом, во втором — с инъекцией. Б. К. Кинг считает, что в случае мигматитов не подтверждается гипотеза, рассматривающая главным фактором образования их селективное плавление. «Более вероятно, — пишет он, — что плавление, если оно происходит, является результатом, а не причиной». Не плавление ведет к образованию гранитного состава, а плавятся породы, уже достигшие состава гранита [60, с. 241]. По его мнению, мигматизация — наложенный процесс на региональный метаморфизм и имеет метасоматический характер [60, с. 232]. В результате этого породы разного характера приближаются по составу к гранитам [60, с. 233]. Таким образом, основные разногласия по вопросу происхождения мигматитов заключаются в разных взглядах на природу «магматического» материала и связях процесса мигматизации с гранитоидной магмой. Остается предположить, что мигматиты генетически не вполне однородны и «магматический» материал в них может иметь разное происхождение. Все же, по-видимому, наиболее часто наблюдаются мигматиты, образование которых сопровождается анатектическим плавлением. Этот процесс воспроизведен Г. Винклером и Г. Платеном. Анатексис наступает вслед за метаморфизмом, развивающимся при температуре в 650°C. По данным экспериментаторов, для появления силикатного расплава достаточно очень незначительное повышение температуры [32, с. 154].

В представлениях о генезисе мигматитов не вполне понятно единодушное высказывание о развитии их в глубинных зонах коры [53, с. 308, 564]. Это положение становится явно противоречивым, если принять во внимание, вероятно, небольшую мощность коры в эпоху формирования докембрийских формаций, где особо распространены эти породы. Нужно отметить, что мигматиты встречаются в контактовых ореолах и палеозойских интрузиях. Так, автор наблюдал их широкое развитие в юго-восточной окраине верхнепалеозойского Белорецкого гранитного массива на

е. По-видимому, правильное думать, что мигматиты характерны не для глубинных зон, а для зон интенсивного метаморфизма; площадное же их развитие чаще наблюдается в архее, где интенсивность метаморфизма особенно высока.

М е т а с о м а т о з. Представление о метасоматозе у ученых XIX в. отразилось в работах К. Науманна [62, с. 179] о псевдоморфозах — развитии одного минерала на месте другого, часто с сохранением формы пострадавшего. По мнению К. Науманна, большая часть псевдоморфоз имеет метасоматический генезис, но явление это возникает различно и при разных процессах. Мало того, механизм образования метасоматических псевдоморфоз неодинаков и на этом основании он выделил три группы псевдоморфоз. К первой группе он относит параморфозы — псевдоморфозы, возникающие без изменения химического состава; ко второй группе — псевдоморфозы, в которых новое вещество имеет химическую связь с первичным; к третьей группе — псевдоморфозы, в которых полностью отсутствует какая-либо химическая связь первичного минерала с замещающим. Например, развитие кварца по флюориту, бурого железняка по кальциту и т. д.

К. Науманн признавал сложность — стадийность процесса. Так, например, он полагал, что в случае псевдоморфозы лимонита по кальциту сначала возникает сидерит и уже потом лимонит. По К. Науманну, явление метасоматоза возникает в пределах различных геологических процессов.

В. Линдгрэн также считал, что явления метасоматоза наблюдаются в различных генетических процессах. Он рассматривал метасоматоз, как способ отложения растворами минерального вещества, как «процесс практически капиллярного растворения и отложения, при котором новый минерал частично и полностью отличного химического состава может расти в теле древнего минерала или минерального агрегата» [61, с. 91]. При этом следует сказать, что представления В. Линдгрэна имели в виду существенно процесс гидротермального рудообразования и метаморфизма в обстановке затухающих температур [61, с. 28, 91, 173, 174]. Практически В. Линдгрэн рассматривал явления, близкие последним двум группам метасоматических псевдоморфоз К. Науманна.

Представления о метасоматозе к настоящему времени стали значительно более сложными.

В. М. Гольдшмидт рассматривал метасоматоз не как способ отложения растворами минерального вещества, а как процесс «преобразования породы, при котором в породу привносится вещество, причем обогащение привнесенным веществом происходит путем определенных химических реакций, в которых принимают участие как первоначальный, так и новообразовавшийся минерал». Этим определением он исключал из процесса третью группу псевдоморфоз К. Науманна и, в частности, исключал «чистые процессы импрегнации» [63, с. 25]. Гольдшмидт противопоставлял метасоматоз выводу Розенбуша об изохимическом характере метаморфизма, который он представлял как метасоматический процесс и как существенный фактор в обмене материи оболочек Земли. Свои представления он вывел из рассмотрения прогрессивного метаморфизма, развивающегося в обстановке повышающихся температур. Впрочем, следует сказать, что в приведенной им классификации метасоматических процессов отмечается большое число гидротермальных изменений, в пределах которых минералообразование происходит, несомненно, в порядке понижения температур. В. М. Гольдшмидт придавал большое значение контактовым зонам [63, с. 38]. Он видел в процессе метасоматоза «стремление к выравниванию противоположных по составу типов пород», которое вызывалось приведением в соприкосновение пород различного химического состава. Этому взгляду близко понятие о биметасоматозе, выдвинутое Д. С. Коржинским [64].

Взгляды В. М. Гольдшмидта отражались в определениях метасоматоза советскими геологами, желавшими дать единую формулировку для явлений метасоматоза. Ю. А. Кузнецов [47, с. 197] полагает, что метасоматоз — всякий процесс, сопровождающийся привнесом одних веществ и удалением других. Может он протекать как физический процесс вытеснения или как реакция обмена. Метасоматоз не только метаморфический процесс, но метаморфизм без него бывает редко. По Д. С. Коржинскому, «под метасоматозом теперь понимают всякое замещение горной породы с изменением химического состава, при котором растворение старых минералов и отложение новых происходит почти одновременно, так что в течение процесса замещения порода все время сохраняет твердое состояние» [64, с. 332]. Эта формулировка в значительной мере объединяет взгляды В. Линдгрена и В. М. Гольдшмидта, но в природе все же остается различие в процессах прогрессивного метаморфизма и преобразования пород охлаждающимися гидротермальными растворами. Можно ожидать, что в разной обстановке процессы отложения минерального вещества будут протекать неодинаково, тем более, что источники летучих и их состав могут быть разными. В частности, весьма вероятно, что количественная сторона явления метасоматоза окажется различной. Так, в процессе прогрессивного контактового метаморфизма метасоматоз часто слабо выражен. Этим, вероятно и объясняется, что петрографы при обсуждении явлений метасоматоза рассматривают главным образом метасоматические преобразования пород гидротермальными растворами. По-видимому, изучение продуктов изменения пород горячими растворами в обстановке понижающихся температур следует разделять во времени от процесса прогрессивного метаморфизма и допускать возможное различие в поведении растворов на протяжении этих процессов, а также в характере и механизме преобразований.

Нефелинизация — метасоматическое развитие нефелина в различных породах. В монографии Ф. Тернера и Дж. Ферхугена [7] приводятся случаи проникнутых нефелином преимущественно пород карбонатных или содержащих значительное количество карбонатов. Эти данные несколько созвучны со взглядами Дэли на образование щелочных магм в процессе ассимиляции щелочноземельными магмами известняков (см. ассимиляция). По мнению ряда исследователей районов Халибартон — Банкрофт и других в Канаде, многие нефелинсодержащие породы имеют метаморфический характер. Считается [65, с. 291], что эти породы произошли путем нефелинизации известняков и амфиболитов. В Швеции (район Ально), по описанию Х. Эккермана, гранито-гнейсы прорываются нефелиновыми сиенитами с развитием ореола нефелинсодержащих пород (фенитов). По его мнению одновременно с фенитизацией имело место образование нефелинсодержащих щелочных пород, которые можно рассматривать не как магматические породы, а нефелинизированные мигматиты [9, с. 216; 66, 67]. В процессе фенитизации развитие нефелина рассматривается как самый ранний процесс [68]. Нужно при этом отметить, что порядок геологических событий (щелочная магма, нефелинизация, развитие фенитов) нельзя считать точно установленным. Многие полагают, что источником щелочных растворов являются магмы нефелиновых пород. С другой стороны, в образовании щелочных магм и нефелинизации ювенильным растворам придается большое значение [69]. С последней позиции не исключается возможность рассматривать образование щелочной магмы в процессе прогрессивного метаморфизма, а нефелинизации нефелинсодержащих мигматитов как наиболее интенсивной стадии этого метаморфизма, предшествующего проявлению расплава.

И. Д. Царовский и А. А. Шпичук воспроизвели экспериментально переход альбита в нефелин в условиях подъема температуры и возрастания щелочности растворов. По их данным, содалит и нефелин образуются в интервале 500—700°C.

П а л и н г е н е з (см. анатексис). По Седергольму, образование гранитного расплава в процессе анатексиса. Палингенные магмы он считал повторными, возрожденными. Представление об ювенильных гранитоидных первичных магмах почти до сих пор сохраняется у ряда ученых. П. Ниггли [55, с. 382] полагал, что палингенная магма мигматического происхождения. Мигма, ее создавшая, происходит из глубин. А. Баддингтон [55, с. 190, 220] считал, что первичный гранит возник в процессе первоначальной дифференциации Земли. Воздействие такой гранитной магмы и ее паров приводит к образованию повторной магмы.

По мнению П. Ниггли, в процессе одного расплавления — анатексиса — не могут возникнуть салические магмы. В представлении о палингенезе следует учитывать дифференциацию [55, с. 381]. Р. Дэли [26] рассматривал палингенез как возрождение не только гранитной, но и других аналогичных магм путем переплавления пород при обильном вторжении богатых «плутоническими газами» гранитных расплавов (ихора). Он считает этот термин широким, включающим и случаи чистого плавления, вызываемого простым повышением температуры, без участия посторонних газов [26, с. 293]. При таком допущении как бы стирается различие между ювенильной и возрожденной магмами. Несомненно, на представление о палингенезе имели большое влияние рабочие гипотезы об образовании Земли. Интересны в этом отношении высказывания П. Эскола [2, с. 480]. Если Земля возникла, замечает он, вследствие аккумуляции твердого материала и впоследствии внутренние ее части стали разогретыми, то палингенез должен быть главным способом образования магм. По-видимому, так оно и есть. Магмы рождаются и палингенное их происхождение есть единственно возможное во все эпохи и без допущения какой-либо особенной ювенильной магмы.

П е р е к р и с т а л л и з а ц и я — преобразование породы или минералов без изменения их химического состава. Происходит в различных условиях (диагенез, собирательная перекристаллизация осадков, в процессах гидротермальных изменений и прогрессивного метаморфизма). По мнению Д. Флинна, при температурах отжига и выше развивается структура изометричных зерен вследствие миграции их границ. Перекристаллизация ведет к уменьшению напряжения в зернах [75, с. 69]. Д. П. Григорьев [70, с. 167] относит к перекристаллизации и явление так называемой собирательной перекристаллизации в осадках и рудах. В большинстве случаев, особенно в процессе прогрессивного метаморфизма, перекристаллизация развивается с укрупнением зерна. В этом случае могут возникать и новые минералы, хотя химический состав породы заметно не изменяется, иначе говоря, преобразование происходит практически изохимически. Таким образом, в процессе перекристаллизации возникают химические реакции и физическая перестройка кристаллической решетки, что явилось основанием для Н. Раста считать этот термин неопределенным [71, с. 82]. Он предлагает обозначать термином «метаморфическая кристаллизация» появление метаморфических минералов. Следует отметить, что сложность явления перекристаллизации обусловлена представлением и о механизме этого процесса. В общем случае в процессе прогрессивного метаморфизма преобладает и является ведущим явление перекристаллизации. Привнос материала в значительных количествах извне наступает позже и во времени часто даже накладывается на уже перекристаллизованные породы. Таково, по нашему мнению, образование скарнов [72]. Поэтому следует очень осторожно относиться к приравниванию Д. С. Рейнольдсом «контактового метасоматоза» к перекристаллизации [44, с. 141]. Нам казалось совершенно бесспорным, что перекристаллизация должна протекать при переводе вещества в раствор и быстрого выпадения его из этого раствора [41, с. 44]. Это явление может происходить только в условиях близости состояния раствора к насыщению твердой фазой, иначе на данном участке может возникнуть растворение без отложения [73, с. 204,

205]. Этому состоянию ближе всего могут отвечать скрытые межзерновые растворы. Именно их участие в этом процессе может привести к изохимическому преобразованию породы. Почти одновременно, независимо от моей работы, Т. Ф. Барт [9, с. 297] предложил рассматривать перекристаллизацию как непрерывную смену: твердое — флюид — твердое или твердое — раствор — твердое. Он же указал, что при стрессе перекристаллизация будет происходить при более низких температурах, так как ей будет содействовать энергия стресса [9, с. 312]. Во всяком случае, явления стресса должны благоприятствовать перекристаллизации. Позже У. Т. Хуан [53, с. 557, 558] рассмотрел перекристаллизацию в процессе дпагенеза как смену растворения отложением. При этом могут возникать и новые минералы, иначе химические превращения. Роговики, по его мнению, возникают одним нагреванием и главным фактором преобразования их является «интерстициальный водный раствор». Он полагает, что небольших количеств «порового раствора» достаточно для осуществления перекристаллизации крупных масс горных пород [53, с. 558]. Можно считать, что это представление в настоящее время является наиболее приемлемым.

П о р о в ы е р а с т в о р ы. Термин применяется в различных смыслах. Очень часто «поровые растворы» рассматривают как растворы, движущиеся по порам. Например, Н. Рамберг [10, с. 174] допускает при метасоматозе движение растворов по разветвленной сети капиллярных пор в породе. Д. С. Коржинский считает, что растворы, производящие метаморфизм, — «поровые». Они — «жидкие» или «жидкообразные», выделяются из магмы, и поэтому их называют «сквозьмагматическими» [40, с. 64]. В ряде работ это определение сохраняется неизменным. Н. Ф. Челлищев [76, с. 332], например, указывает, что магматическое замещение происходит под «действием поровых растворов, выделяемых самой магмой». У В. А. Жарикова [77, с. 75] потоки подвижных компонентов в магме — явление неизбежное. Они имеют инфильтрационный характер и ими обуславливается течение контактово-реакционных процессов, которые обуславливаются инфильтрацией и диффузией. Более сдержанную формулировку мы встречаем у Х. Рида. По его представлениям, эманации неизвестного происхождения диффундируют вверх и образуют мигматиты. Их работе помогают интрагранулярная пленка, поровая жидкость или поровая магма; они в состоянии преобразовать огромные массы осадков в гранитные и мигматитовые породы [3, с. 252]. Во всех случаях авторы при перемещении растворов придают большое значение инфильтрации и диффузии. В связи с этим уместно изложить взгляды У. С. Питчера. Рассматривая факторы, увеличивающие скорость различного вида диффузий, этот ученый приходит к выводу, что «трудно, однако, допустить, что пространство между зернами позволяет свободно перемещаться по молекулам воды, хотя это утверждение бытует в геологической литературе» [74, с. 16]. Нам думается, что некоторое перемещение летучих по порам породы может возникать с повышением ее температуры, но в этом случае летучие должны смешиваться с растворами, заключенными в порах. Существуют иные взгляды и термины, определяющие растворы, заключенные в порах пород. Зюсс их называл скрытыми — канатными. Лебедев [4, с. 151] выделял пленочные воды, покрывающие тонкой пленкой поверхности пор, трещин и других пустот в горных породах. Автор назвал межзерновыми (поровыми) растворами скрытые, химически уравновешенные с составом породы растворы, заключенные главным образом в межзерновых пространствах [41, с. 44]. У У. Т. Хуана [53, с. 557, 558] они называются интерстиционными (см. перекристаллизация). Этими растворами обусловлена перекристаллизация при прогрессивном метаморфизме. Интересно указать, что по данным Н. Раства, «междוזерновая диффузия» наиболее важную роль играет при высоких (более 400°C) температурах [71, с. 103]. Иначе сказать, в процессе прогрессивного метаморфизма метасоматоз должен сменять перекристаллизацию.

Прогрессивный и регрессивный метаморфизм. Наиболее распространено представление о прогрессивном метаморфизме, как процессе, протекающем в обстановке возрастания давления и температуры. Особенно ясно это показано в монографии Ф. Тернера и Дж. Ферхугена [7, с. 423, 424]. Сюда, прежде всего, относятся явления регионального и контактового метаморфизма, где перекристаллизация является ведущим процессом преобразования. Поэтому следует считать неудачным определение прогрессивного метаморфизма в Геологическом словаре [4, с. 55], где он рассматривается как «совокупность всех метаморфических процессов, вызываемых теплом и приводящих к образованию более высокотемпературных ассоциаций минералов, чем в породах, подвергающихся метаморфизму». Дело в том, что тепло в породы привносится и при циркуляции в породах гидротермальных растворов. В этом случае метасоматические явления преобладают. Если следовать формулировке, данной в словаре, грейзенизацию в гранитах следует рассматривать как проявление регрессивного метаморфизма, а серицитизацию глинистого сланца — явлением прогрессивного метаморфизма, даже если образование серицита связано с деятельностью гидротермальных растворов. Неточность формулировки обусловлена недостаточным учетом динамики самого процесса. Хотя при движении гидротермального раствора может иметь место некоторое повышение температуры в породах, где растворы циркулируют, сам процесс гидротермального метаморфизма совершается в обстановке потери раствором тепловой энергии. Поэтому явления регрессивного метаморфизма, часто связаны с деятельностью гидротермальных растворов (диафторез, гидротермальное замещение серпентинитов тальково-магнезиальной породой [7, с. 421]).

Эти изменения не бывают региональны, а наоборот, часто резко локальны.

В ряде случаев регрессивный, или ретроградный, метаморфизм понимается иначе. В районах развития сложного во времени регионального метаморфизма регрессивным называют региональный метаморфизм низкотемпературной фации, налагающийся на породы, первоначально метаморфизованные при более высокой температуре. Очень часто говорят о наложении на породы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации, явлений метаморфизма амфиболитовой фации. В этих случаях оба метаморфизма — прогрессивные.

Реоморфизм. Термин предложен Х. Баклундом [79, с. 239; 80, с. 187—189], который рассматривал этот процесс как частный случай ультраметаморфизма в зоне текучести горных пород в условиях сжатия. Он считал, что если породы сжаты, гранит может возникать только путем замещения. Автор делает вывод, что все так называемые магматические породы как плутонические, так и вулканические, за исключением базальтов и их дифференциатов, являются продуктами гранитизации на месте или представляют собой «реоморфиты» геосинклинальных осадков. Допускает в процессе реоморфизма частичное или полное расплавление пород [80, с. 190].

Примерно в такой формулировке применяет этот термин Х. Рид [93, с. 251], особо подчеркивая, что в процессе реоморфизма продукты гранитизации приобретают подвижность с развитием полного или частичного плавления.

Г. Е. Гудспид [33, с. 260] рассматривал реоморфизм как метаморфизм пород в состоянии текучести. Он полагал, что в таком состоянии порода течет с образованием минералов и может быть названа магмой, но так как эта магма — новообразование, то ей больше подходит название неомагма. В связи с этим представлением он предложил термин «неомагматизм», равный по содержанию «реоморфизму», полагая, что неомагма возникает из любой породы, если последняя приобретает текучесть при высокой температуре и испытывает химические изменения [33, с. 262].

К. Менерт считает термин «реоморфизм» неясным, рекомендуя его применять в буквальном смысле, указывающем механическую подвижность твердых пород [31, с. 329].

В словаре Левинсона-Лессинга [20, с. 293, 294] реоморфизм рассматривается как «контактово-метасоматический метаморфизм с частичным переводом вещества в жидкое состояние». Определение нельзя назвать точным и объективно отражающим содержание термина в первоисточниках.

С к и а л и т ы. Термин в литературе встречается редко. Предложен Г. Е. Гудспидом [33, с. 250, 251] для реликтов пород, испытавших замещение — превращение в магматическую породу. Описывает обломки роговиков в дайках, где они превращены в гранодиориты. Отмечает, что чаще скиалиты мало отличаются по составу от вмещающих их пород, но иногда встречаются и мафические скиалиты, по-видимому, связанные с привнесением магния и железа. Автор отрицает ксенолитовый характер включений, попадающих в магму. В связи с этим считаю необходимым указать, что мной не раз рассматривались обломки боковых различного состава пород в кровле гранита. Они всегда испытывают изменения, т. е. превращение в магматическую породу иного состава, чем первичный состав обломков. Наблюдается полное преобразование роговика в гранит, причем границы обломка исчезают, сливаясь с гранитом краевой зоны. Нам казалось, что такая картина скорее свидетельствует о продвижении магнообразования в кровле купола, чем магмы [81, с. 70].

С и а л ь - с и м а.*

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Sederholm J. J. Die regionale Umschmelzung (Anatexis) erlautert an typischen Beispielen. С. г. Geol. Congr. Stockholm, 1910.
2. Eskola P. On the origin of granitic Magmas.— «Tschermaks mineral. und petrogr. Mitt.», 1932, Bd. 12.
3. Рид Х. Размышления о граните.— В кн.: Проблема образования гранитов. М., 1949.
4. Геологический словарь. Т. I, II. М., 1955.
5. V. Grubenmann, P. Niggli. Die Gesteinsmetamorphose. Berlin, 1924.
6. Боуэн П. Эволюция изверженных пород. М., ОНТИ, 1934.
7. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., 1961.
8. Мурхауз В. Практическая петрография. М., 1963.
9. Barth Tom F. W. Theoretical petrology. London, 1952.
10. Ramberg H. The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Chicago, 1952.
11. Ниггли П. Проблема образования гранитов.— В кн.: Проблемы образования гранитов. М., 1949.
12. Niccolds S. R. The production of normal rick types by contamination and their bearing on petrogenesis.— «Geol. Mag.», 1934.
13. Niccolds S. R. Some theoretical aspects of contamination in acid magmas.— «J. Geol.», 1933.
14. Гуттенберг Б. Физика земных недр. М., ИЛ, 1963.
15. Barrel J. The strength of the earth crust.— «J. Geol.», 1914.
16. Белоусов В. В. О возможных глубинных условиях магматизма.— «Сов. геол.», 1966, № 4.
17. Белоусов В. В. Тектоносфера Земли.— «Сов. геол.», 1969, № 1.

* На этом рукопись Ф. Н. Шахова обрывается. Это последние слова, написанные им за несколько дней до кончины.

18. Хайн В. Е. Некоторые проблемы связи магматизма и тектоники.— В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1968.
19. Шейнман Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968.
20. Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А. Петрографический словарь. М., 1963.
21. Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П. Явления выборочной мобилизации и селективного плавления.— В кн.: Геология и петрография гранито-гнейсовой области Юго-Западной Карелии. Л., «Наука», 1969.
22. Лобач-Жученко С. Б. Обсуждение явлений перекристаллизации, метасоматоза, выборочной мобилизации и селективного плавления и некоторые выводы.— В кн.: Геология и петрография гранито-гнейсовой области Юго-Западной Карелии. Л., «Наука», 1969.
23. Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П. О селективном плавлении и выборочной мобилизации гранитов Юго-Западной Карелии.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 169, № 1.
24. Белоусов В. В. Факторы магнообразования и их связь с тектогенезом.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., 1967.
25. Менерт К. Новое о проблеме гранитов. М., ИЛ, 1963.
26. Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины Земли. Л.—М., 1936.
27. Барт Т. Ф. Идеи и взаимоотношения осадочных и изверженных пород.— «Геохимия», 1962, № 4.
28. Боуэн Н. Магмы.— В кн.: Проблемы образования гранитов. М., 1949.
29. Рестолл Р. Проблема гранита.— В кн.: Проблемы образования гранитов. М., 1949.
30. Вишклер Г. Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969.
31. Mehnert K. R. Migmatites and the origin of granitic rocks. London — New York, 1968.
32. Вишклер Г., Платен Г. Экспериментальный метаморфизм и анатексис. Новосибирск, «Наука», 1968.
33. Гудспид Г. Е. Происхождение гранитов.— В кн.: Проблемы образования гранитов. М., 1950.
34. Radelly L. Note preliminaire sur la geologie et la genese des granity des Andes. Tras. Lab. Geol. Fac. sc. Univ. Grenoble, 41, 1965. PЖ, 1966, № 7.
35. Geijer Per. Cykeltankandet och granitproblemen.— «Geol. fören. i Stockholm förhandl.», 1966, № 4. PЖ, 1966, № 8.
36. Рид Х. Граниты и граниты.— В кн.: Проблемы образования гранитов. М., 1958.
37. Рид Х. Гранитные серии в подвижных поясах.— В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.
38. Эскола П. Геологические и геохимические особенности кристаллического фундамента Финляндии.— В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. I. М., 1961.
39. Садецки-Кардош Е. О некоторых характерных миграционных явлениях в процессе петрогенеза.— В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. I. М., 1961.
40. Коржипский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1952, № 2.
41. Шахов Ф. Н. К вопросу о происхождении гранитных магм.— «Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва», 1956, № 10.
42. Fouque F. et des poches. 9 Masson, Paris, 1882.
43. Гроут Ф. Происхождение гранитов.— В кн.: Проблемы образования гранитов. М., 1950.
44. Рейнольдс Д. Л. Последовательность геохимических изменений, ведущих к гранитизации. В кн.: Проблемы образования гранитов. М., 1950.
45. Успенский Н. М. О генезисе ультраосновных массивов Урала.— В кн.: Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР. М., изд. ВСЕГЕИ, 1952.

46. Смуликовский К. Проблема генетической классификации гранитоидов.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960.
47. Кузнецов Ю. А. Происхождение магматических пород.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1955.
48. Баддингтон А. Формирование гранитных тел. М., ИЛ, 1963.
49. Баддингтон А. Происхождение гранитных пород Северо-Западного Андирондайка.— В кн.: Проблема образования гранитов. М., 1950.
50. Грейтон Л. Природа рудообразующего флюида. М., Госгеолиздат, 1946.
51. Nos-Nygaard M. A. Comparaison entre les roches grennes appartenant a deux orogenes precambriennes voisines an Grandland. Sci. de la terre, Nancy, 1955.
52. Филиппов Л. В. Роль реакционного принципа в процессе образования палингенных магм.— «Геохимия», 1968, № 8.
53. Хуан У. Т. Петрология. М., «Мир», 1965.
54. Лебедев П. И. К вопросу о природе силикатных и рудных магм.— В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. М., Изд-во АН СССР, 1946.
55. Ниггли П. Лейкократовые, трондjemитовые и лейкоситно-гранитовые магмы и анатексис.— В кн.: Проблемы образования гранитов. М., 1950.
56. Rosenbusch H. Elemente der Gesteinslehre. Stuttgart, 1923.
57. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955.
58. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблема генезиса магматических пород и пути к ее разрешению. М., Изд-во АН СССР, 1934.
59. Sederholm J. J. The average composition of the earth's crust in Finland.— «Fennia», 1925, v. 45, № 18.
60. Кинг Б. К. Природа и происхождение магматитов; метасоматоз или анатексис.— В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967.
61. Lindgren W. Mineral Deposits. Fourth Edition. New York and London, 1933.
62. Naumann C. F. Elemente der Mineralogie. F. Zirkel'em. Leipzig, 1907.
63. Гольдшмидт В. М. О метасоматических процессах в силикатных породах.— В кн.: Основные идеи геохимии. М., Геохимиздат, 1933, вып. 1.
64. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953.
65. Дир У. А., Хуан Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. IV. 1966.
66. Eckerman H. Von. The alnalire district of Alno Island.— «Sver. Geol. undersök», Ser. Ca., 1948, № 136.
67. Eckerman H. Von. The process of nephelinization. XYIII. Int. Geol. Congr. (London), Pt 3, 1950.
68. Лавренов Ю. Б., Эпштейн Е. М. Докарбонатитовые метасоматические процессы в ультраосновных — щелочных массивах.— «Геология месторождений редких элементов», 1962, вып. 17.
69. Роненсон Б. М. Происхождение мнаскитов и связь с ними редкометального оруденения.— «Геология месторождений редких элементов». М., «Недра», 1966, вып. 28.
70. Григорьев Д. П. Перекрпсталлизация минералов.— «Зап. Всес. мин. об-ва», 1956, ч. XXXV, № 2.
71. Раст Н. Образование центров кристаллизации и рост метаморфических минералов.— В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967.
72. Schachov F. N. Zur historischen Entwicklung der Vorstellungen über die Genesis der Kontaktlagerstätten.— «Z. Geol.», 1971.
73. Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Львов, изд. Львовск. ун-та, 1961.
74. Питчер У. С. Общий обзор проблемы.— В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967.
75. Флинн Д. Деформация при метаморфизме.— В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967.

76. Челищев Н. Ф. Некоторые особенности формирования Мончегорского плутона и место пегматитов в этом процессе.— В кн.: Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов. М., «Наука», 1965.
77. Жариков В. А. Режим компонентов в расплавах и магматическое замещение.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М., «Наука», 1969.
78. Backlund H. G. Der «Magmaufstieg» in Faltengebirgen. Comp. Rendu de la Societe geol. in Finlande. Nio IX. 1936.
79. Backlund H. G. Die Umgrenzung der Svenkoffeniden.— «Bull. Inst. Uppsala», 1937.
80. Backlund H. G. Zur Granitization — theorie.— «Geol. fören i Stockholm förhandl.», 1938.
81. Шахов Ф. Н., Чернов В. Г., Потапов В. В. Зона пегматоидных включений в роговиках гранитных куполов.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 4.

СПИСОК ОПУБЛИКОВАННЫХ НАУЧНЫХ ТРУДОВ

Ф. Н. ШАХОВА

- Проблема использования соляных бассейнов Западной Сибири.**— «Труды Первого краевого Сибирского съезда», 1923, т. II.
- Взаимоотношения и контакты изверженных пород с известняками в районе меднорудного месторождения Бого-Боригчен, Северная Монголия.**— «Изв. Томск. технолог. ин-та», 1924, т. 46.
- Сводка по соляной промышленности Сибири.**— «Изв. СОГК», 1924, т. 3, вып. 5.
- Магматические породы Кузнецкого бассейна.**— «Изв. Сиб. технолог. ин-та», 1927, т. 46, вып. 4; т. 47.
- Материалы по геологии Таналык-Баймакского меднорудного района на Южном Урале.**— «Изв. Сиб. технолог. ин-та», 1928, т. 49.
- Ассоциация рудных минералов в железорудных месторождениях Тельбесского района.**— «Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком.», 1930, т. X, вып. 4.
- Ассоциация марганцевых рудных минералов в Мазульском и Никулинском месторождениях.**— «Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком.», 1930, т. X, вып. 4. (Совместно с Батовым Н. А.).
- Состояние разведочных работ по медным месторождениям Минусинского района к 12/III.**— «Вестн. Зап.-Сиб. геол.-разв. упр.», 1931, вып. 2.
- Состав и генезис руд Коргонского железорудного месторождения на Алтае.**— В кн.: Сборник по геологии Сибири, посвященный XXV юбилею научно-педагогической деятельности проф. М. А. Усова. Томск, изд. Зап.-Сиб. геол.-разв. треста, 1933.
- Геологические исследования на Юго-Восточном Алтае в районе среднего течения р. Аргут.** Новосибирск, изд. ЗСГТ, 1933. (Матер. по геологии Зап.-Сиб. края, № 5).
- Руды цветных и редких металлов, их свойство, условия нахождения и главнейшие месторождения в Западно-Сибирском крае.** Новосибирск, изд. ЗСГТ, 1933.
- Вольфрам.** Медные руды. Меднорудные месторождения Хакасско-Минусинского района. Молибден, титан и др.— В кн.: Полезные ископаемые Западно-Сибирского края. Новосибирск, 1934.
- Материалы к геологии месторождений вольфрама на Алтае.**— «Пробл. сов. геол.», 1934, т. IV, № 9.
- Металлогения Ойротии и ее полезные ископаемые.**— В кн.: Тезисы докладов на конференции СОПСа АН СССР. Т. I. М., Изд. СОПС АН СССР, 1935.
- К вопросу о постановке геологических исследований и поисковых работ на Алтае.**— «Вестн. ЗСГТ», 1935, вып. 1.
- Меднорудные районы Хакасии.**— «Материалы по геологии Западно-Сибирского края», 1935, вып. 27, 28.
- Месторождения магнезиоферрита в районе Нижней Тунгуски.**— «Изв. Томск. индустр. ин-та», 1935, т. 54, вып. 14.
- Железные руды Красноярского края.**— В кн.: Полезные ископаемые Красноярского края. Красноярск, 1938.
- Вулканизм и металлогения Енисейского края.**— «Вестн. ЗСГУ», 1938, № 5.
- Месторождения цветных и редких металлов в Красноярском крае.** Красноярск, ГИЗ, 1939.
- Белоречиты Алтая.**— «Труды науч. конф. по изуч. производит. сил Сибири», 1940, т. 11.
- Основные черты металлогении Алтая.**— «Труды науч. конф. по изуч. производит. сил Сибири», 1940, т. 11.
- К вопросу о постановке поисково-разведочных работ в районах Алтая на полиметаллические месторождения.**— «Вестн. ЗСГУ», 1940, вып. 5.
- Главнейшие рудообразующие минералы.** Учебное пособие. Томск, изд. ЗСГУ, Политехн. ин-та, 1942.

- Генезис ферберитовых руд Верхн. Рачп, Закавказье.— «Изв. Томск. индустр. ин-та», 1944, т. 62.
- Зоны смятия на Алтае и связь их с рудными месторождениями.— В кн.: Вопросы геологии Сибири. Т. I. Новосибирск, 1945.
- Геология и промышленная характеристика месторождений вольфрама и молибдена в Западной Сибири.— В кн.: Геология Союза. Т. Западная Сибирь. 1946 (Совместно с А. И. Александровым, А. Р. Апаньевым).
- Типы рудных выходов полиметаллических месторождений в районах Салаира.— «Изв. Зап.-Сиб. ФАН СССР. Серия геол.», 1946, № 1.
- Некоторые вопросы улучшения учебного процесса.— «Вестн. Высш. школы». 1947, № 9.
- К теории контактовых месторождений. 1947. (Тр. Зап.-Сиб. ФАН СССР, вып. 1).
- Морфологические черты зоны окисления Белорецкого месторождения на Алтае.— В кн.: Аннотации по законченным в 1946 г. научно-исследовательским работам ТПИ. Томск, 1947.
- К вопросу о происхождении гранитных магм.— «Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. ФАН СССР», 1956, вып. 17.
- К вопросу о происхождении гранитных магм.— «Минералог. сб. Львов. геол. об-ва», 1956, № 10.
- Некоторые текстуры серноколчеданных руд.— «Изв. Вост.-Сиб. ФАН СССР», № 4—5.
- О происхождении гранитных магм и рудных месторождений.— В кн.: Материалы II Всес. петрографического совещания. Ташкент, 1958.
- Морфологические черты зон окисления рудных месторождений.— «Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР», 1960, вып. 4.
- О происхождении гранитных магм и рудных месторождений.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Идеи М. А. Усова в области геологии полезных ископаемых.— В кн.: Основные идеи М. А. Усова в геологии. Алма-Ата, ИГК АН КазССР, 1960.
- Текстуры руд. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Основные направления научных исследований в золотоносных районах Сибири.— «Геол. и геофиз.», 1961, № 10.
- Принципы систематики эндогенных рудных месторождений.— «Геол. и геофиз.». 1962, № 10.
- Геология жильных месторождений. М., «Наука», 1964.
- Применение принципа формаций в систематике месторождений, созданных горячими растворами.— В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов. Новосибирск, 1964.
- О книге Н. И. Наковицка «Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых.» — «Геол. и геофиз.», 1965, № 6.
- Магмы и руды.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 10.
- Принципы формаций в систематике месторождений, созданных горячими растворами.— В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966.
- Наука и минеральные ресурсы Сибири.— «Геол. и геофиз.», 1967, № 10 (Совместно с членами редколлегии).
- Вторая конференция по изучению месторождений золота Сибири.— «Геол. рудн. месторождений», 1968, № 6. (Совместно с Н. И. Борадаевским и Н. В. Петровской).
- Некоторые проблемные вопросы в исследовании золоторудных месторождений.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 1.
- Зоны пегматоидных включений в роговиках гранитных куполов (Юго-Восточный Алтай).— «Геол. и геофиз.», 1970, № 4. (Совместно с В. В. Потапьевым и В. Г. Черновым).
- Некоторые проблемные вопросы в направлениях научных исследований золоторудных месторождений.— «Изв. ТПИ», 1970, т. 239.
- Die Geschichte der Vorstellungen über die Genese der Kontaktlagerstätten.— Sonderdruck aus Geologie. Jahrgang, 1971, 20, H. 4/5.
- О рудоносности гранитоидных интрузий.— В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. М., «Наука», 1972.
- Состояние вопроса и направление развития исследований процесса образования рудных столбов.— В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, «Наука», 1972.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Предисловие	3
Магма и руды	4
О рудоносности гранитоидных интрузий	11
История представлений о генезисе контактовых месторождений	19
Геология контактовых месторождений	27
Введение	—
К истории вопроса	29
Скарны	35
1. Состав скарнов	—
2. Последовательность минералообразования в скарнах	40
3. Место образования скарнов в общем вулканическом процессе	46
4. Источники эманацій, производящих скарнирование	51
Морфологические черты скарнов и скарновых залежей	55
1. Текстуры	—
2. Формы скарновых залежей	62
3. Структуры полей скарновых залежей	66
4. Дайки	73
Руды сульфидной фазы минерализации	76
1. Минералы сульфидной фазы, их состав и парагенезис	77
2. Морфологические черты руд и рудных тел сульфидной фазы и ее источники	79
Связь контактовых месторождений с магматическими и осадочными породами различного состава	85
Фация контактовых месторождений	88
Место контактовых месторождений в систематике продуктов эманацционной деятельности и их классификация	93
Поисковые критерии и признаки контактовых месторождений	96
1. Общие положения	—
2. Поисковые критерии	—
3. Поиски рудных столбов среди скарновых зон	99
Общие выводы.	102
Литература	104
Термины и понятия.	109
Список опубликованных научных трудов Ф. Н. Шахова	131

Фелпс Николаевич Ш а х о в

ГЕОЛОГИЯ КОНТАКТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ответственный редактор

Юрий Гаврилович Щербаков

5

Редактор Л. И. Шпаковская
Художественный редактор М. Ф. Глазырина
Художник С. М. Кудрявцев
Технический редактор А. М. Вялых
Корректоры А. В. Поллетова, С. В. Блинова

Сдано в набор 26 ноября 1975 г. Подписано в печать 24 июня 1976 г. МН 02065. Формат 70×108^{1/16}. Бумага типографская № 2. 8,5 печ. л., 11,9 усл.-печ. л., + 1 вкл. на мел. бум., 11,7 уч.-изд. л. Тираж 1350 экз. Заказ № 725. Цена 1 р. 47 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.